Seinem l. Kollegen und
Freunde L. Mecking
der
18. I. 72 Verf.

Guthe, Hermann

Lehrbuch der Geographie

von

Hermann Wagner.

Zehnte, sorgfältig durchgesehene und ergänzte Auflage.

Zugleich fünfte Auflage der Neubearbeitung

des Lehrbuchs der Geographie von Guthe-Wagner.

Erster Band.

Allgemeine Erdkunde.

Zweiter Teil.

Physikalische Geographie.

569203
17.2.53

Hahnsche Buchhandlung in Hannover
1922.

Druck von Bär & Hermann in Leipzig.

Vorwort.

Dieser II. Teil meiner Allgemeinen Erdkunde, die gesamte Physikalische Erdkunde enthaltend, erscheint leider beträchtlich später als im Vorwort zum I. Teil (Jan. 1920) in Aussicht gestellt war. Wider Erwarten erfolgte meine Entbindung vom akademischen Lehramt erst im Herbst 1920; andererseits habe ich damals, wie ich offen gestehe, den Umfang der erforderlichen Abänderungen und Ergänzungen unterschätzt.

Nur teilweise sind die letztern aus der Zahl der eingeschobenen Paragraphen (s. Inhaltsverzeichnis) zu ersehen. Für Einzelkäufer dieses Bandes muß wohl wiederholt werden, daß in den verschiedenen Auflagen meines Lehrbuchs versucht worden ist, nach Möglichkeit Zahl und Inhalt der einzelnen Paragraphen aufrecht zu erhalten, um in der Länderkunde auf diese letztern statt auf die wechselnden Seitenzahlen hinweisen zu können.

Durch engeren Druck gelang es, den äußeren Umfang des Bandes trotz stark vermehrten Inhalts im alten Rahmen zu erhalten.

Noch möchte ich an dieser Stelle eine in § 78 des I. Teils über die astronomischen Grundwerte vorausgeschickte Bemerkung verallgemeinern. Auf Quantitätswerte ist auch in dieser Physikalischen Geographie, wie ich glaube, mehr Gewicht gelegt, als in anderen Werken gleichen Inhalts. Dabei weichen manche in Ziffern gekleidete Endergebnisse gelegentlich von denjenigen ab, die sich in den von mir ausgenutzten und namhaft gemachten Quellenschriften finden, weil ich sie stets mit solchen Grundwerten in engste Beziehung zu bringen suchte, von denen in den einleitenden Kapiteln ausgegangen ward. So ziehen sich z. B. die Dimensionen der Erde nach Bessels Elementen oder die Annahme der Land- und Wasserflächen zu 149 bezw. 361 Millionen qkm. usf. wie rote Fäden durch die Physikalische Geographie. Der Aufgabe eines in das wissenschaftliche Studium der Erdkunde einführenden Lehrbuchs entsprechend sollte damit der studierenden Jugend ein Ansporn gegeben werden, sich durch eigenes Nachrechnen von dem innern Zusammenhang zwischen Grundwerten und Endergebnissen zu überzeugen.

Wertvolle Hilfe bei der Korrektur des Drucks verdanke ich dem Assistenten am hiesigen Geographischen Seminar, Dr. Max Hannemann.

Den III. Teil des Bandes, der Bio- und Anthropogeographie gewidmet, hoffe ich bestimmt im Jahre 1922 folgen lassen zu können.

Göttingen, im Dezember 1921.

Hermann Wagner.

Inhalts-Verzeichnis.

Buch II.

Physikalische Geographie.

Seite

§ 116. Literarischer Wegweiser für die allgemeine Morphologie der Erd- und Landoberfläche 257

Kapitel I. Die Erdoberfläche.

§ 117. Die empirische Erdoberfläche 260
§ 118. Terra cognita und Weltbild 262
§ 119. Die Entwicklung des Weltbildes vom Standpunkt europäischer Kultur 263
§ 120. Die heutigen Grenzen der Terra cognita 266
§ 121. Flächenverteilung von Land und Wasser 266
Land- und Wasserhalbkugel . 268
§ 122. Massenerhebungen d. Erdrinde 269
§ 123. Gliederung von Land- und Wasserflächen in Erdräume 273
§ 124. Die kontinentale Gliederung 276
§ 125. Das Maß der horizontalen Gliederung 279
§ 126. Die Gliederung der Ozeane 282
§ 127. Die Abdachung der Landoberfläche und die großen Gebirgsgürtel 285

Kapitel II. Das Festland.

I. Innerer Aufbau der Erdrinde.

Einleitung 287
§ 128. Gesteinsbildung 288
§ 329. Gesteinslagerung 290
§ 130. Arten d. Lagerungsstörungen 293
§ 111. Ursachen derselben 296
§ 131a. Kontraktionstheorie 297
§ 131b. Gründe für selbständige Hebungen von Rindenteilen . 300
§ 131c. Epirogenese und Orogenese 302
§ 131d. A. Wegeners Horizontalverschiebungen der Kontinente 303

II. Heutige Bewegungen der Erdrinde.

§ 132. Einleitung 305
Bodenunruhe 305
§ 133. Erdbeben 305
§ 134. Vulkanische Tätigkeit . . . 309
§ 135. Strandverschiebungen als Beweise epirogenet. Vorgänge 315
§ 135a. Bodenbewegungen im Binnenlande 318

III. Umgestaltung der Erdrinde von außen.

Einleitung 318
Morpholog. Terminologie . . 321
§ 136. Die Verwitterung 322
§ 136a. Bodenbildung 323
§ 137. Bodenverlagerung, Schutthalden und Bergstürze . . 325

Seite

§ 138. Grundwasser und Quellen . 326
§ 139. Das strömende Wasser . . 328
§ 140. Flußerosion 332
§ 141. Die Flußsedimente . . . 334
§ 142. Sedimentablagerung . . . 336
§ 143. Gletscherwirkungen . . . 340
§ 143a. Gletscherbewegung . . . 341
§ 143b. Moränen 344
§ 143c. Gletscherschwankungen und Eiszeit 344
§ 143d. Formen glazialer Abtragung. Gletschererosion 346
§ 143e. Moränenlandschaften und Schotterterrassen 348
§ 144. Die Meeresarbeit längs der Küsten 350
§ 145. Die Flußmündungen. Die Deltas 354
§ 146. Der Wind als umgestaltender Faktor 357

IV. Allgemeine Ergebnisse der Umbildungen.

§ 147. Altersfolge der Gesteine . . 359
§ 148. Die morphologischen Regionen des Festlandes 364
§ 149. Regionale Bodenbedeckung . 369

V. Die Geländeformen.

§ 150. Literarischer Wegweiser . . 373
§ 150a. Grundsätze der Einteilung 374
§ 151. Die orographischen oder plastischen Gattungen . . . 375
§ 152. Einteilung der Großformen nach der Lage 379
§ 153. Höhenklassen derselben . . 380
§ 154. Die morphologischen Gattungen der Großformen . . 385
§ 155. Der geographische Zyklus . 388
§ 156. Die jungen Ebenen 390
§ 157. Schichtungstafelländer . . . 392
§ 158. Rumpfflächen und Verebnungsflächen 393
§ 159. Typische Hügelländer . . . 396
§ 160. Landschwellen und Landstufen 397
§ 161. Erosionsgebirge 399
§ 162. Faltengebirge 401
§ 163. Leitlinien der Faltenzüge . 408
§ 164. Schollengebirge 409
§ 165. Vulkanische Gebirge 413
§ 166. Die Gewässer des Festlandes 416
§ 167. Die Wasserscheiden 417
§ 168. Die Täler 419
§ 169. Längs- und Quertäler . . . 423
§ 170. Die Durchbruchstäler . . . 425
§ 171. Die Gliederung der Gebirge 430
§ 172. Die Pässe 432
§ 173. Orometrische Werte 434

VI. Seen und Flüsse.

§ 174. Die Seen 441
§ 175. Kleinere Seengebiete . . . 445
§ 176. Die Seenregionen 449
§ 177. Die Flüsse 451
§ 178. Das Stromgebiet 452
§ 179. Bau der Stromsysteme . . 455
§ 180. Flußrichtung und Stromentwicklung 459
§ 181. Die Flüsse als Wasserwege . 461

VII. Küsten und Inseln.

§ 182. Die Küsten 463
§ 183. Die Kontinentalgestade . . 465
§ 184. Küstengliederung 466
§ 185. Paralometrische Werte . . 467
§ 186. Die Kontinentalküsten . . 470
§ 187. Schwemmlandküsten . . . 473
§ 188. Die Seehäfen 475
§ 189. Die Inseln 479
§ 190. Die unselbständigen Kontinentalinseln 482
§ 191. Die selbständigen Kontinentalinseln 483
§ 192. Kontinentale Restinseln . . 484
§ 193. Ozeanische Vulkaninseln . . 485
§ 194. Die Koralleninseln 487
§ 195. Die Meeresstraßen 489

Kapitel III. Das Meer.

§ 196. Literarischer Wegweiser zur Meereskunde 493

I. Die Meeresräume.

§ 197. Die Menge des Meerwassers 495
§ 198. Das Meeresniveau und das Mittelwasser 496
§ 199. Die Tiefenmessungen . . . 498
§ 200. Die Meerestiefen 499
Der englische Faden . . . 499

Seite

§ 201. Die Gestalt des Meeresbodens 500
§ 202. Benennung und Begrenzung der Ozeane 503
§ 203. Mitteltiefen der Einzelmeere 505
§ 204. Erläuterungen zur Tiefseekarte der Erde 507
§ 205. Regionale Bedeckung des Meeresbodens 509

II. Das Meerwasser.

§ 206. Chemische Zusammensetzung des Meerwassers 511
§ 207. Sein spezifisches Gewicht . . 513
§ 208. Die Farbe des Meeres . . . 515
§ 209. Die Wärmeverteilung im Wasser 517
§ 210. Verteilung der Temperatur im Oberflächenwasser . . . 517
§ 211. Das Eis im Meere 521
§ 212. Die Tiefentemperaturen in den Ozeanen 524
Meereszirkulation 525
§ 213. Temperaturverteilung in den Nebenmeeren 526
§ 214. Die Temperaturen in Binnenseen 527

III. Die Bewegungen des Meeres.

§ 215. Arten der Bewegungen . . 528
§ 216. Die Oberflächenwellen . . . 528
§ 217. Seebebenwellen (Stoßwellen) 531
§ 218. Stehende Wellen oder Seiches 531
§ 219. Die Gezeiten 533
§ 220. Die Gezeitenströmungen . 538
§ 221. Die Meeresströmungen . . 539
§ 222. Theorie der Meeresströmungen 541
§ 223. Übersicht der Meeresströmungen 545

Kapitel IV. Die Lufthülle.

§ 224. Literarischer Wegweiser zur Meteorologie und Klimatologie 551
§ 225. Die Atmosphäre 553
§ 226. Das Klima 557

I. Temperatur der Luft.

§ 227. Die Sonnenbestrahlung (Insolation) 558
§ 228. Die Ausstrahlung 563
§ 229. Einfluß der Natur des Bodens auf die Lufttemperatur 564
§ 230. Die beobachteten Lufttemperaturen 565
§ 231. Temperaturmittel 567
§ 232. Jährlicher Gang der Temperatur 568
§ 233. Ihre Abnahme mit der Höhe 569
§ 234. Verteilung der Lufttemperatur auf der Erdoberfläche 573
Temparaturzonen 574
§ 235. Jährliche Wärmeschwankung 577
Land- und Seeklima 578
§ 236. Durchschnitts- und Normaltemparaturen 578
§ 237. Thermische Anomalie . . . 581
§ 238. Das Höhenklima 581

II. Luftdruck und Winde.

§ 239. Einleitung 583
§ 240. Barometrische Höhenmessung 584
§ 241. Gang und Verteilung des Luftdrucks. Isobaren . . . 587
§ 242. Die barischen Windgesetze . 591
§ 243. Windgürtel und Windregionen der Erde 598
§ 244. Lokale Winde 603
Tal- und Bergwinde 603
Föhnwind 604
§ 245. Allgemeiner Kreislauf im Luftmeer 605

III. Wasserdampf und Niederschläge.

§ 246. Die Verdunstung 611
§ 247. Die Feuchtigkeit der Luft . 614
§ 248. Formen der Niederschläge . 616
Bewölkung 617
§ 249. Menge der Niederschläge . . 618
Herkunft des Regens . . . 620

		Seite
	Bedeutung des Waldes	620
	Regenkarten	622
§ 250	Regenregionen auf dem Festlande. Tropen	624
	Monsungebiete	625
	Gebiete mit Regenarmut	626
	Zone der Westwinde	627
§ 251.	Regenregionen auf dem Meere	628
§ 252.	Wasserhaushalt auf der Erde	629
§ 253.	Schneefall u. Schneegrenze	631

IV. Das Klima

		Seite
§ 254.	Literarischer Wegweiser zur Klassifikation der Klimate	634
§ 254a.	Klimagürtel und klimatische Regionen	636
§ 254b.	Die tropischen Regenklimate u. Monsunklimate	639
§ 254c.	Die trockenen Klimate	641
§ 254d.	Die borealen Waldklimate	643
§ 254e.	Die Zwischenklimate	645
§ 254f.	Die dauernd kalten Klimate	646
§ 254g.	Übersicht	647
§ 255.	Phänolog. Beobachtungen	648
§ 256.	Klimaschwankungen	649
§ 256a.	Ursachen säkularer Klimaschwankungen	654

Buch II.

Physikalische Geographie.

§ 116. Literarischer Wegweiser für die allgemeine Morphologie der Erd- und Landoberfläche. Die Geschichte der geographischen Morphologie skizziert in großen Zügen A. Penck in seiner „Morphologie der Erdoberfläche" I, 1894 (s. u.), wie er auch die historische Entwicklung jeder Einzelfrage mit Sachkenntnis und zuverlässigem literarischen Quellennachweis übersichtlich darstellt.

Die Lehre von den Reliefformen der Erdoberfläche, zu denen von geographischer Seite nach langer Vernachlässigung Karl Ritter und Humboldt so manche neue Bausteine gelegt hatten, hat noch unbeeinflußt von den neuern Anschauungen, die unten geschildert sind, C. v. Sonklars „Allgemeine Orographie" (Wien 1873) zusammengefaßt. In dieser spielt noch die rein äußere Form ohne Rücksicht auf die stoffliche Zusammensetzung und den innern Bau der Oberflächenteile die Hauptrolle bei Einteilungen und Beschreibungen; sie gehört demnach einer hinter uns liegenden Periode an. In geographischen Kreisen haben Oskar Peschels „Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde" (Leipzig 1868, mehrfach neu aufgelegt) den Hauptanstoß gegeben, sich wieder mit morphologischen Fragen zu beschäftigen. Nicht nur die von ihm auf Grund vergleichenden Kartenstudiums behandelten Aufgaben (Küstentypen, Inseln, Deltas, Talbildung, Seen, Wüsten), sondern zahlreiche ähnliche sind seitdem in gründlichen Untersuchungen erörtert. Als ungleich umfassenderer Versuch einer Morphologie der Landoberfläche muß F. v. Richthofens „Führer für Forschungsreisende" (Berlin 1886, unveränderter Neudruck 1901) bezeichnet werden. Dies überaus wichtige Werk erstreckt sich auf eine große Zahl von Klassifikationsvorschlägen, welche der typischen Bezeichnungsweise morphologischer Formen neue Wege eröffnet haben. Den gesamten Stoff der neuen Grenzwissenschaft zwischen Geographie und Geologie versuchte Albrecht Pencks oben genannte „Morphologie der Erdoberfläche" (2 Bde., Stuttgart 1894) zum ersten Male systematisch zu gestalten; ein höchst verdienstliches Werk, das neben einer Fülle neuer Ideen die meisten einschlägigen Fragen gründlich, wenn auch nicht selten zu abstrakt, in Erörterung zieht. Es überhebt uns vielfacher Hinweise auf frühere Einzelarbeiten. A. Neubers „Wissenschaftl. Charakteristik und Terminologie der Bodengestaltung der Erdoberfläche" (Wien 1901) beschränkt sich trotz ihres großen Umfanges fast ganz auf eine einschneidende, von rein topographischem Standpunkt ausgehende Kritik der von v. Richthofen und Penck aufgestellten Begriffe und vorgeschlagenen Bezeichnungen. In manchen Bemerkungen nicht ohne Wert, entbehrt das Werk wissenschaftlicher Durcharbeitung. —

Seit dem Erscheinen dieser grundlegenden Werke ist die Geomorphologie in ein neues Stadium getreten, in dem sich die Methodiker noch ziemlich scharf

gegenüberstehen. Es ward eingeleitet durch W. Morris Davis' zahlreiche Schriften, auf die im Abschnitt über die Oberflächenformen näher eingegangen wird (§ 150).

Unter den früher (§ 21) genannten Lehrbüchern der Allgemeinen Geographie muß von neuem hier auf Supans vortreffliche Grundzüge der physischen Erdkunde in den neueren Auflagen (6. Aufl. 1916; Abschnitt IV, Dynamik des Landes, u. Abschnitt V, Morphologie des Landes), sowie auf E. de Martonnes Traité de géographie physique (Paris 1909, IVe. partie: Le relief du sol) hingewiesen werden. Hochstetters Abschnitt in der 5. Auflage von Hann, Hochstetter und Pokornys Allgemeiner Erdkunde (Prag 1872) ist von E. Brückner gänzlich umgestaltet u. d. T. „Die feste Erdrinde und ihre Formen", Wien 1897. Der Schwerpunkt des Brücknerschen Werkes liegt in der Entwicklung der Vorgänge, die an der Ausgestaltung der Erdoberfläche arbeiten. Insbesondere ist auf A. Pencks Kapitel „Die Erdoberfläche" in Scobels Geogr. Handbuch (5. Aufl., Bielefeld 1909, 120—200) zu verweisen. In Kendes Handbuch der geogr. Wissenschaft (Berlin 1914) behandelt E. Tams die endogene Dynamik (S. 105—130) und Joh. Sölch die „Formung der Landoberfläche" (S. 130—227) nach neuen Gesichtspunkten kurz aber klar mit reichen Literaturangaben. Bei der sich rasch vollziehenden Umbildung der neuen Zweigwissenschaften lohnt es kaum, ältere, wenn auch an sich verdiente Werke zu nennen. Weitere Literatur über die Geländeformen s. in § 150.

Über die neuesten Fortschritte auf dem fraglichen Gebiet berichtete Jahre hindurch E. Rudolph im Geographischen Jahrbuch, später E. Tams und A. Rühl. Das Studium der im folgenden zu behandelnden Kapitel wird unterstützt durch Abteilung I u. III von H. Berghaus' Physikal. Atlas, (3. Aufl., Gotha 1892: Atlas der Geologie, 15 Karten mit zahlr. Nebenkarten u. Hydrographie, dessen Einzelkarten freilich z. T. heute nicht mehr den neuesten Stand unserer Kenntnisse darstellen.

Einen Text zur geologischen Karte der Erde in großartiger Zusammenfassung eines gewaltigen Materials hat Eduard Sueß mit ungewöhnlich tiefem geographischen Verständnis zu entwerfen unternommen: „Das Antlitz der Erde" (I, Leipzig 1883; II, 1886—88; IIIa, 1901, IIIb 1909; die französische Ausgabe von Bd. I—III 1. 2. 3., „La face de la Terre" übersetzt von E. v. Margerie u. and., Paris 1897—1913, ist unentbehrlich wegen der literarischen Nachträge. Dieses fundamentale Werk von dauernd befruchtender Wirkung eignet sich jedoch nur für fortgeschrittene Geographen zum Studium. A. de Lapparents „Leçons de géographie physique" (Paris 1897, 3. erweiterte Aufl. 1907) versucht nach Skizzierung der Hauptvorgänge in der Umgestaltung der Erdoberfläche ein übersichtliches Bild aller Erdteile und Länder nach ihrer Entwicklungsgeschichte in leicht verständlicher Form zu geben.

Geologie. Aus der großen Zahl trefflicher Hand- und Lehrbücher der Geologie ist es schwer, eine Auswahl zu treffen. Für uns kommt nur die sog. allg. Geologie (im Gegensatz zur historischen, welche mit der gesamten Versteinerungskunde die Schichten der Erdrinde zu gliedern sucht) in Betracht. Zum Nachschlagen für alle Einzelheiten konnten früher besonders H. Credners Elemente der Geologie (Leipzig 1872, 9. Aufl. 1902, 10. unveränderte 1906) und A. de Lapparents „Traité de géologie" (Paris 1883, 5. Aufl., 3 Bde., 1906) dienen, da sie in rascher Folge der Auflagen den neuen Errungenschaften folgten. Namentlich Lapparent behandelte viele geographischen Fragen. Die letzte Auflage ist reich an paläogeographischen Übersichtskarten der Erde, die versuchen, die Verteilung von Land und Wasser in den einzelnen Zeitaltern zu veranschaulichen. Umfassender wird die letztere Frage behandelt in Th. Arldts großem Handbuch der Paläogeographie (2 Bde., Berlin 1917—21). Unter neuern Lehrbüchern der Geologie eignen sich Em. Kaysers weitverbreitetes Lehrbuch der Geologie I, Allgem. Geologie, (Stuttgart 1893, 6. Aufl. 1921), sowie Em. Haug, Traité de géologie, I. Les phénomènes géologiques (Paris 1907), durch ihre klare Sprache und objektive Besprechung streitiger Fragen gut zur Einführung. Ferd. Löwls Geologie (Leipzig u. Wien 1906), als Teil des Klarschen Sammelwerkes „Die Erdkunde" erschienen, berücksichtigt besonders die Interessen

der Geographen. Dazu tritt A. Tornquists Geologie I. Allg. Geologie (Leipzig 1916). Ed. Reyers Theoretische Geologie, Stuttgart 1888, ergeht sich mehr in historisch-kritischer Behandlung der Einzelvorgänge. Mannigfach veraltet wird es bis zu einem gewissen Grade ersetzt durch O. Wilckens „Grundzüge der tekton. Geologie" (Leipzig 1912). In gemeinfaßlicher Darstellung und getragen von den Sueßschen Anschauungen führte Melchior Neumayr (Erdgeschichte I. Allg. Geologie (Leipzig 1886, 2. stark umgearbeitete Aufl. von Uhlig 1895) die Hauptlehren vor; das Werk ist mit trefflichen Abbildungen versehen. Das letztere gilt auch von dem klar den Anfänger einführenden Lehrbuch der Geologie und Mineralogie für höhere Schulen von Paul Wagner (Leipzig 1910).

Zur Einführung in die dem Geographen unentbehrlichen Kenntnisse der Gesteine, welche die Erdrinde zusammensetzen, eignet sich für die Leser dieses Lehrbuchs, soweit sie in ihren Studien nicht von den beschreibenden Naturwissenschaften ausgegangen sind, gut Ferd. Löwls Schrift „Die gebirgsbildenden Felsarten; eine Gesteinskunde für Geographen" (Stuttgart 1893), die „als Legende zu einer Sammlung von Handstücken gedacht ist". Auf neuerem Standpunkt stehen E. Weinschenks Grundzüge der Gesteinskunde, I. Allgemeine, II. Spezielle Gesteinskunde, 2. Aufl. 1906 u. 1907 und F. Rinnes Praktische Gesteinskunde, 5. Aufl. 1920. — Zahlreich sind auch die Schriften, welche die Geographen zu geologischen Beobachtungen anzuleiten suchen und daher auf Wanderungen und Reisen ihre steten Begleiter sein sollten. Dahin gehört u. a. Joh. Walthers Vorschule der Geologie, eine Anleitung z. Beobacht. in der Heimat, Jena, 3. Aufl. 1908; 1918 als „Geologie der Heimat" erschienen, C. W. v. Gümbels kurze Anleitung zu geolog. Beobachtungen in den Alpen, 1878 herausg. vom D. u. Öst. Alpenverein; F. v. Richthofens Anteil an Neumayers Anleitung zu wiss. Beobachtungen auf Reisen (Bd. I, 3. Aufl. 1905: Geologie S. 203—373), sowie sein Führer für Forschungsreisende (s. o.); K. Keilhacks Lehrbuch der praktischen Geologie (Stuttgart 1896, 3. Aufl. 1916) ist für den Geographen von besonderem Wert in betreff des „Arbeitens im Felde". In gewissem Sinne gehört auch Joh. Walthers Lithogenesis der Gegenwart (Beobacht. über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche, III. Teil einer „Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft", Jena 1894) hierher, obwohl es auch bereits die Beobachtungen zu trefflichen Gesamtbildern der Bodenbedeckung der Erde zusammenfaßt.

Kapitel I. Die Erdoberfläche.

§ 117. Die empirische Erdoberfläche. Hätten sich die Stoffe, aus denen unser Erdball zusammengesetzt ist, seit seiner allmählichen Abkühlung und Verdichtung dauernd nach ihrem spezifischen Gewicht geordnet, so würde eine einförmige Wasserhohlkugel auch die feste Erdrinde umgeben, wie das Luftmeer beide gemeinsam umhüllt. Allein sei es, daß Kräfte im Innern der Erde gegen die noch schwächere Erstarrungskruste hebend wirkten oder feuerflüssiges Magma sie völlig durchbrechend sich rings um die Ausbruchstellen auflagerte, sei es, daß infolge der Zusammenschrumpfung der sich abkühlenden Erde die Rinde in Schollen zerbarst, die sich nunmehr verschoben, — wir werden annehmen müssen, daß sich die festen Rindenteile sehr frühzeitig in verschiedenem Niveau, d. h. in verschiedenem Abstand vom Erdmittelpunkt, befanden. Infolge davon haben sich die Gewässer, den Gesetzen der Schwere nachgebend, in den Hohlformen der festen Unterlage gesammelt, und andere Teile der letzteren sind schließlich vom Wasser entblößt worden. Es bildete sich ein Gegensatz von Wasser und Land, die Erdoberfläche empfing ein Antlitz.

Viele Zeitalter sind über dieses Antlitz bereits hinweggegangen. Nach unsern jetzigen Kenntnissen spiegelt es in seinen verwitterten Zügen heute nicht einfach das einstige Aussehen bei der ersten Rindenbildung wieder. Man darf vielmehr nur für die jüngeren Perioden der Erdgeschichte einige Ähnlichkeit in der Anordnung von Festlandmassen und Ozeanen, wie wir sie heute sehen, voraussetzen. Denn zu den umgestaltenden Kräften, welche von innen wirkten, traten von dem Augenblick an, in dem ein Teil der Erdoberfläche aus dem Weltmeer auftauchte, solche von außen zerstörend und umlagernd an diese heran. Die Brandung des Meeres benagte die Ufer, der Wind und das fließende Wasser begannen ihre Arbeit, alle lockeren Materialien, die in ihren Bereich kamen, vom Lande herab und schließlich dem Meere zuzuführen. So begleiteten Aufbau und Zerstörung der Einzelformen alle Zeiten der Erdgeschichte, bis die Züge der Gegenwart ausgeprägt waren.

Diese Züge des heutigen Erdantlitzes festzulegen, ist nun das Bemühen der messenden und zeichnenden Geographen seit Jahrtausenden; sie in ihren Einzelformen nach Gestalt, Größe, Lage und Anordnung zu beschreiben, ist die Aufgabe der darstellenden Geographen aller Zeiten gewesen, die damit Schritt zu halten suchten mit der allmählich fortschreitenden Entschleierung des Antlitzes. Die Geschichte der „Entdeckungen" ward zum Hauptinhalt der Geschichte der Erdkunde.

Freilich spielte bis zum Ende des 18. Jahrhunderts dabei fast nur die räumliche Erweiterung unserer Kenntnisse im horizontalen Sinn eine Rolle. Ja, wenn von einem „Weltbild" die Rede ist, das dieses oder jenes Zeitalter beherrscht habe, so versteht noch heute ein jeder darunter nur den Verlauf der Küstenumrisse von Kontinenten und Inseln oder der Hauptniveaulinie der Erdoberfläche (S. 236).

Und in der Tat, der einfache Gegensatz von Wasser und Land oder die Flächenverteilung des flüssigen und trockenen Elements am Boden des Luftmeeres ist, selbst abgesehen von allen Erhebungsformen des Landes, von grundlegendster Bedeutung für alle tellurischen Verhältnisse, die sich an der Erdoberfläche abspielen. Mit dieser Verteilung hängen vor allem die klimatischen Erscheinungen nebst allen ihren Folgen eng zusammen, weil Wasser und festes Erdreich sich gegenüber der Aufnahme und Abgabe von Sonnenwärme so verschieden verhalten. — So haben Seereisen und Weltumsegelungen eines der wichtigsten Probleme der physikalischen Geographie lösen helfen, und die Geschichte der Erschließung der großen Züge des Erdantlitzes mag eine passende Einführung in jene Fragen bieten (§ 118). Bereits kennen wir von der Erdoberfläche $^{19}/_{20}$ der Hauptsache nach, wenn auch keineswegs noch in allen einzelnen Verhältnissen.

Die dritte Dimension der durch Erfahrung erschlossenen Erdoberfläche, den Gegensatz von Hoch und Tief, sehen wir erst durch Humboldt und Ritter in den Vordergrund geographischer Betrachtung gestellt (S. 22). Freilich konnten es für weite Gebiete der Erde nur tastende Versuche sein, denn noch war das letzte Zeitalter der Entdeckungen, das wir erleben durften, nicht angebrochen. In diesem tritt die Erschließung Afrikas und Mittelasiens, sowie das Vordringen in höhere polare Regionen für die Fortschritte der Erdphysik an Bedeutung wesentlich zurück gegenüber dem Eindringen in die Tiefen der Ozeane. Nun erst vermögen wir uns ein annäherndes Bild des Gesamtreliefs der festen Erdrinde zu machen. Aber weit über den Kreis rein die Gestaltung betreffender Fragen hinaus ist die Erschließung der Tiefseeregionen mit ihrer ungeahnten Fülle von Lebewesen und den eigenartigen Ablagerungen am Grunde des Meeres für das Verständnis der Gesamtentwicklung unserer Erde von Bedeutung. Es lassen sich jetzt dem Studium der Umbildungen der Oberflächenschicht auf Festland und seichtem Meeresboden die wichtigen Beobachtungen der Tiefseebildungen anreihen.

Erst in jüngerer Zeit haben die Versuche, auch die Natur der höheren Luftschichten zu ergründen, Ergebnisse gezeitigt. Die Vorstöße, welche man mittels des Luftballons in die Atmosphäre hinein gemacht, haben uns bereits tausende Meter weiter vom Erdmittelpunkt fortgeführt, als wir auf den höchsten Gipfeln der Erde von diesem entfernt sein würden. Doch kennen wir in Wahrheit nur die unteren Luftschichten etwas genauer.

Immerhin erstrecken sich unsere unmittelbaren, an Instrumenten abgelesenen Beobachtungen über die Erdoberfläche bereits auf eine Schicht von etwa 30—35 Kilometer Mächtigkeit. Innerhalb einer etwas engern bewegt sich die wechselvolle Oberfläche der festen Erdrinde, nämlich nach unsern heutigen Kenntnissen zwischen rund je 9 bis 10 Kilometern ober- und unterhalb der mathematischen Erdoberfläche, von der wir bisher ausgingen, und welche wir für die folgenden Betrachtungen mit dem Meeresspiegel zusammenfallend denken können. Die physikalische Geographie hat es wesentlich mit dieser durch Erfahrung erschlossenen Schicht, der empirischen Erdoberfläche zu tun (S. 30).

Neben der räumlichen Erweiterung der Erforschungen hat der Umschwung in der gesamten Naturanschauung, wie er durch Geologen und Biologen seit zwei Menschenaltern angebahnt ist, auch auf die physikalische Geographie immer mächtigeren Einfluß ausgeübt. Merkwürdig spät hat sich in ihr der längst in Tier- und Pflanzenkunde durchgeführte

methodische Grundsatz Bahn gebrochen, daß ohne Einblick in den innern Bau die äußern Erscheinungsformen in ihrem Zusammenhang nicht verstanden werden können; daß also die so lange rein nach äußerer Gestalt, Größe, Lage beschriebenen und ausgemessenen geographischen Gebilde, wie Festland und Inseln, Rumpf und Glieder der Landmassen, Strand und Küste, Flachland und Gebirge, nicht wahrhaft in ihren Eigenarten erkannt werden können ohne Berücksichtigung ihrer stofflichen Zusammensetzung und des innern Baues der Oberflächenformen. Wir dürfen also auch in den Übersichten über die Gesamtoberfläche der Erde nicht mehr ausschließlich bei Maß und Zahl stehen bleiben.

§ 118. Terra cognita und Weltbild[1]. Die geographische Karte besticht uns mit täuschender Sicherheit, als sei ein jeder Linienverlauf des Lagenplans oder des Geländes das Ergebnis vermessender Aufnahmen. Und doch beruht auch heute noch ein außerordentlich großer Teil des geographischen Inhalts der Karten rein auf den ergänzenden Vermutungen ihrer Urheber. Sei es, daß es sich um eine sog. Originalkarte eines kleinen Erdstücks handelt, sei es, daß man es mit der kartographischen Verarbeitung eines großen Materials, wie die Jahrhunderte es aufspeichern, zu tun hat.

Als Typen solcher Karten, die sich der Hauptsache nach auf Wiedergabe des wirklich Beobachteten oder Vermessenen beschränken, kann man die (allerdings selten veröffentlichten) Routen- oder Itinerarkarten einzelner Reisender, ferner Fluß- und Küstenaufnahmen betrachten. Ähnlich legten von jeher und legen noch heute die Seekarten wesentlich nur die Uferlinien des Meeres und der Flußmündungen nieder. Seit den Blütezeiten der nautischen Kartographie der Italiener im 13. bis 16. Jahrh. zeichnet uns die Seekarte die schmalen Säume längs des Ufers, landeinwärts soweit das Auge des Schiffers reicht, seewärts soweit das tastende Senkblei die Untiefen fühlt.

Von jeher hat man jedoch den Begriff der Terra cognita weiter gefaßt als das wirklich durchforschte Gebiet und darunter die Länder- und Wasserflächen verstanden, über welche mehr oder weniger sichere Kunde in den Mittelpunkten geographischer Wissenschaft einlief. Die Geschichte der Entdeckungen ist eine Geschichte der räumlichen Erweiterung der Terra cognita. Jedoch nicht nur an ihren äußeren Grenzen, deren Inbegriff man wohl als den geographischen Horizont eines Zeitalters bezeichnet, sondern auch rücksichtlich ihrer bessern Durchforschung. Innerhalb ihrer jeweiligen Grenzen durchlief und durchläuft noch heute die sog. Terra cognita fast alle Stadien des Erkennens, vom Festvermessenen durch Gut-, Halb- und Fastbekanntes bis zu Gebieten, von denen nur dunkle Kunde zu uns gelangt. Die letztern liegen keineswegs nur an den vom Mittelpunkt der Terra cognita entferntesten Grenzen, sondern oft inmitten eines rings durchforschten Gebietes. Das sind die weißen Flecken unserer Karten, welche freilich nur dann vom Kartographen ohne Namen und Zeichen gelassen werden, wenn er zur Ausfüllung der Lücken unserer Erkenntnis anreizen will.

Man hat versucht, für die Gegenwart Karten der Erdoberfläche nach dem Grade des Bekanntseins durch Flächentöne zu gliedern[2]; ein fast unmögliches

[1]) Manche hier kurz berührte Gedanken finden sich ausgeführt in F. Ratzels trefflichem einleitenden Abschnitt zur Anthropogeographie II, 1891, unveränd. Abdruck 1912: Die Umrisse des geographischen Bildes der Menschheit. — [2]) S. z. B. V. A. Malte-Bruns Planisphère indiquant l'état des connaiss. géogr. en 1875,

Beginnen, da sich festere Grenzen zwischen dem Halb- und Fastbekannten usf. nicht ziehen lassen. Noch schwieriger ist es, ähnliche Darstellungen für frühere Zeitalter zu entwerfen. Man sieht sich immer wieder genötigt, in Ermangelung eines Bessern auf die äußere und innere horizontale Begrenzung der Terra cognita das Augenmerk zu richten und an dieser einzelne Punkte oder Linien festzulegen.

§ 119. Die Entwicklung des Weltbildes vom Standpunkt europäischer Kultur[3]). Es hat im Altertum nicht an Stimmen gefehlt, welche die Geographie auf die Beschreibung des „bekannten Erdkreises" beschränken wollten. Indessen sehen wir zu allen Zeiten die Geographen darüber hinausschweifen und sich in Vermutungen über die Erstreckung der Land- und Wasserflächen jenseits der Terra cognita ergehen. Dies Verfahren gipfelt im Entwurf eines Weltbildes, einer Zeichnung des Erdantlitzes in seinen großen Zügen nach Festlandsmassen und Weltmeeren.

1. Im östlichen Becken des Mittelmeeres stand die Wiege der griechischen Geographie. Rhodos (36° N) kann als der Mittelpunkt des geographischen Horizonts bis über die Zeiten des Herodot angesehen werden. Schon im homerischen Weltbild, das man sich als kreisförmige Scheibe, rings vom Okeanos umflossen, denken muß, hat aber die Terra cognita eine größere Erstreckung von West nach Ost — etwa 30 Längengrade — als von Nord nach Süd — etwa 10 Breitengrade. Die phönizische Schiffahrt und die Ausbreitung griechischer Kolonien erweitert die Terra cognita für die Geographen der Ionischen Schule über das gesamte Becken des Mittelmeeres mit Einschluß des Schwarzen; die Perserkriege lenken die Blicke ostwärts bis zum Indus. Die Linie längs des 36. Breitengrades von den Säulen des Herkules bis zum Himálaja (Taurus Indicus) wird für zwei Jahrtausende die orientierende Hauptachse der bekannten Welt. Um diese gruppiert sich in mehr oder weniger elliptischer Gestalt die Ökumene, d. h. die bewohnte Weltinsel; am breitesten noch immer so ziemlich im Meridian von Rhodos gedacht, auf dem im N die Mündung des Borysthenes (Dnjepr), im S der Nil bis über Meroë (17° N) bekannt war. Das äußere Weltmeer fängt an, sich in den Vorstellungen zu einzelnen Becken zu gliedern: Atlantischer Ozean im Westen der Pforten des Herkules, das Erythräische Meer im Süden Indiens.

Das dritte Stadium wird durch die Fahrten des Pytheas (um 345 v. Chr.), der den Nordwesten Europas mit Thule als Grenzpunkt in den Gesichtskreis der Griechen zieht, eingeleitet, andererseits durch die Züge Alexanders des Großen (334—323 v. Chr.), welche die dauernde Verbindung östlicher Gebiete bis zum Ganges[4]) mit dem Hellenentum zur Folge haben. Die Lehre von der Kugel-

(Bull. Soc. Géogr., Paris 1875, Maßst. im Äq. 1: 83000000): A. Oppel, Die Entwirkelung der Erkenntnis vom Mittelalter bis zur Gegenwart in Stufen von Jahrhunderten, Wandkarte (M. im Äq. 1 : 20000000, Winterthur 1891). Etwas anderes ist die Übersicht, welche den kartographischen Standpunkt der einzelnen Länder der Erde vergegenwärtigt, aber im großen ganzen stimmen beide Darstellungen überein; J. G. Bartholomews Sketch-map to show the geogr. value of the best maps of all countries of the world at 1890. (Scott. Geogr. Mag. 1890, Maßstab i. Äq. ca. 1: 100000000); ferner F. Schrader, État des connaissances topograph. à la fin de 1892, (3 Taf. 1: 40000000 in l'Année Cartogr. IIIième Suppl., Paris 1903); L. Carriére, Karte der Grenzen und Genauigkeit unserer heutigen Kenntnis vom Relief der Erdoberfläche (1: 93000000. Pet. Mitteil. 1911, II, Taf. 46 mit Text S. 347 ff.). — [3]) Neben den Werken über Geschichte der Geographie oder der Entdeckungen (s. § 1) sei hingewiesen auf K. Kretschmers einleitende Kapitel: Das Weltbild der Alten und des Mittelalters etc. in seinem Werke „Die Entdeckung Amerikas in ihrer Bedeutung für die Entwicklung des Weltbildes" (Berlin 1892), vergl. Taf. 1—3 seines Atlas; ferner Vivien de St. Martin, Hist. de la géogr. 1873, Atlas. Speziellere Ausführungen der hier gegebenen Übersicht sollen in der Entdeckungsgeschichte der einzelnen Erdteile in den späteren Bänden dieses Lehrbuches folgen. — [4]) Der Mittelpunkt der Weltinsel rückt in den Meridian des Kaspischen Meeres. Asien wird damit der größte Kontinent; ebenbürtig liegen sich Europa und Afrika im westlichen Dritteil der Ökumene zu beiden Seiten des Mittelmeeres gegenüber.

gestalt der Erde ist mittlerweile Gemeingut der Wissenschaft geworden (§ 53). Man setzt die Ausdehnung der Weltinsel in Beziehung zur Erdgröße. Indem Eratosthenes (um 200 v. Chr.; § 54) und Strabo (24 n. Chr.) die west-östliche Längsachse zu rund 70000 Stadien annahmen, legte sich dieselbe um den halben Umfang des geschichtlichen Äquators (36° N. Br.), wogegen die nordsüdliche Erstreckung wenig mehr als ein Sechstel des Meridiankreises (63°) umfaßte. In Wahrheit erstreckte sich ihr geographischer Horizont jedoch über kaum 40 Millionen qkm oder die vierfache Fläche Europas, nur $^1/_{13}$ der Erdoberfläche. Das Mittelmeer wird nun völlig zum Mare internum, dem inneren Meer.

Damit schließt das griechische Altertum nicht ab. Die Fahrten der Karthager längs der Westküste Afrikas, die nähere Kunde vom Fluß Nigris in Westafrika (Niger), die Versuche, die Quellen des Nil zu erreichen, die Seefahrten vom Roten Meere an Afrikas Ostküste entlang und über die indischen Golfe bis nach Chinas Küsten, vor allem die Anknüpfung von Handelsbeziehungen der Sinae in Ostasien mit den Völkern Baktriens, sind maßgebend für die weitere Ausdehnung der Terra cognita nach Süden und Osten. Ptolemäus (um 150 n. Chr.) faßt das Gesamtwissen in seiner Weltkarte zusammen, die aber, wohl bemerkt, von allen Spekulationen jenseits der Terra cognita absieht, und also kein „Weltbild" im Sinne der früheren darstellt. Seine Karte[5]) der „bekannten Erde" dehnt sich annähernd über einen vollen Quadranten der Erdoberfläche aus; aber indem sie die orientierende Mittelachse vom Mittelmeer (36° N) in die Breite des Wendekreises (23½° N rückt, nimmt sie fast den dritten Teil der Ptolemäischen Gesamt-Erdoberfläche ein. Führen wir sie auf die wahren Dimensionen zurück, so erstreckt sich die Terra cognita des Ptolemäus dennoch auch schon über $^1/_5$ der Erdoberfläche (100 Mill. qkm). Neben dem Mittelmeer schließt die Ptolemäische Karte den Indischen Ozean als ein zweites internes Meer in diese Landmassen ein.

2. Die schematischen Weltbilder des frühern Mittelalters übergehen wir; die Errungenschaften der griechischen Geographie gingen für dasselbe großenteils gänzlich verloren. Die orientierende Hauptachse des Weltbildes rückt wieder in die Breite des Mittelmeeres. Jerusalem wird für Jahrhunderte der Mittelpunkt der kreisförmigen Weltscheibe. — Erst nach den Kreuzzügen beginnt neues Leben. Norditalien wird Zentrum aller Bestrebungen zur Erweiterung des geographischen Horizonts. Die Ansicht von der Umschiffbarkeit Afrikas zeigt sich schon in den ersten Zeiten eines Vordringens der italienischen Schiffahrt an die atlantischen Küsten Europas im 13. Jahrh., gleichzeitig beginnt erneute Berührung mit Inner- und Ostasien infolge des Hervorbrechens der Mongolenhorden (13. Jahrh.). Die Reisen des Venetianers Marco Polo (1272—95) sind dadurch von welthistorischer Bedeutung geworden. Der Seeweg, den er auf seinem Rückwege und Spätere zwischen China und Indien einschlugen, zerstörte das Trugbild eines indischen Binnenmeeres und ließ es auch im 15. Jahrh., als des Ptolemäus Geographie im Abendland wieder bekannt ward, nicht mehr dauernd aufkommen. Was aber die Größe betrifft, welche die Kosmographen des 15. Jahrh. ihrem Weltbilde gaben, so reichten die Grenzen desselben über die halbe Erdkugel hin, die sie sich freilich meist zu klein dachten. In Wahrheit erstreckte sich die Terra cognita am Ausgang des Mittelalters kaum über ein Kugeltrapez von mehr als 160 Längen- und 60 Breitengraden nördlich des Äquators, oder $^1/_5$ der Erdoberfläche, wie bei Ptolemäus. Nur lag jetzt die Mittellinie desselben nördlicher und senkte sich daneben ostwärts dem Äquator zu, von Gibraltar über Alexandrien etwa zur Mündung des Ganges verlaufend. Die übrigen Teile der Erdoberfläche dachte man sich keineswegs ausschließlich von Wasser bedeckt. Die Annahme einer jenseitigen Weltinsel, eines Antipodenlandes, das meist auf der südlichen Halbkugel als Terra australis gesucht ward, beschäftigt die Kosmographie des Altertums wie des Mittelalters lebhaft, meist in enger Verbindung mit der Frage, ob es bewohnt sei oder nicht. Doch gehen wir über diese vagen Vermutungen hinweg.

[5]) Dieselbe findet sich in fast allen Atlanten der alten Welt in der gleichen Weise aus dem Text wiederhergestellt.

3. Eine wahrhaft neue Gestalt hat das Weltbild erst im Zeitalter der Entdeckungen (1450—1550) erhalten[6]). Die unzweifelhafte Tatsache, daß Normannische Seefahrer über Island und Grönland das Festland Amerikas ums Jahr 1000 erreicht haben, ist für die wissenschaftliche Geographie des späteren Mittelalters ohne Bedeutung geblieben. Nachdem Italiener bereits im 14. Jahrh. die atlantischen Inselgruppen der Kanarien nebst Madeira und Azoren entdeckt hatten, begannen im 15. Jahrh. die Portugiesen sich zu regen. Es bedarf einer Zeit von 80 Jahren, bis sie die Südspitze Afrikas (1488)[7]) erreichen. Rasch folgt dann die Eröffnung des Seewegs nach Ostindien durch Vasco da Gama (1498) und die Erreichung der asiatischen Inselwelt, selbst Chinas (1517). Mittlerweile hatte der Italiener Christoph Kolumbus in spanischen Diensten 1492 das Wagnis vollführt, den westlichen Ozean quer zu durchkreuzen, und auf halbem Wege nach dem erstrebten Ostrand Asiens Inselgruppen und bald auch festländische Küsten entdeckt. In drei Jahrzehnten wird die langgestreckte Uferlinie des Atlantischen Ozeans von Labrador bis zum La Plata aufgerollt und damit werden diesem Meere die Umrißlinien eines gewaltigen Flußtales gegeben, wie es uns die Karten noch heute zeigen. Südamerika erkennt man alsbald als einen Mundus novus an. Die späteren Entdeckungen haben die schon frühzeitig vermutete Dreiecksgestalt dieses Kontinentes bestätigt. Viel langsamer klären sich die Anschauungen über Nordamerika. Fast bedeutender noch als die Fahrten des Kolumbus ist für die Hydrographie der Erde die erste Weltumsegelung (1519—22) geworden, auf welcher der Portugiese Magalhães in spanischen Diensten durch die nach ihm benannte Straße schlüpfend das mächtigste Meerbecken der Erde, den Großen oder Stillen Ozean, nicht nur entdeckte, sondern auch quer bis zu den Philippinen befuhr. Nach Norden wuchs der letztere erst allmählich in der Erkenntnis über den Wendekreis hinaus. Das 17. Jahrh. vergeht, ohne Klarheit über einen etwaigen Zusammenhang Nordostasiens mit der Masse Nordamerikas zu bringen, wiewohl auch zahlreiche Karten schon eine Meeresgasse zwischen beiden Landmassen vermutungsweise einzeichnen.

So ist das Weltbild gegenüber Mittelalter und Altertum rasch ein völlig anderes geworden. Und wenn es dennoch unserm heutigen noch nicht gleicht, so rührt dies hauptsächlich von einem Phantasiegebilde spekulierender Kartographie her, welche bald nach der Fahrt des Magalhães begann, die Nordküsten des Feuerlandes mit denen im Süden der asiatischen Inselwelt (Australien) zu einer mächtigen Landmasse zu verbinden; der Terra australis nondum cognita. Kein Wunder, daß man während des 17. und 18. Jahrh. meist der Ansicht war, daß Wasser und Festland sich gleichmäßig in die Erdoberfläche teilen. Nur in Holland bewirkt die Fahrt Abel Tasmans (1642), welcher von Batavia aus in weitem Umkreis von W nach O das heutige Australien umfuhr und damit einen sehr beträchtlichen Teil von der Terra australis lostrennte, daß man bereits im 17. Jahrh. ein Überwiegen der Wasserfläche annahm.

4. Endgültig ist die irrige Annahme eines so mächtigen Südpolarlandes erst durch die Weltreisen Cooks (1768—80) beseitigt. Durch seine Fahrten hat das Weltbild zwischen den Polarkreisen in der Hauptsache diejenige Gestalt angenommen, wie wir es heute auf unseren Karten finden. Nachdem er auf der ersten Reise die Ostküste Neuhollands und die Inselschwärme Polynesiens festgelegt (1768—71), trieb er auf der zweiten (1772—75) den vermeintlichen australischen Kontinent bis hinter den Polarkreis zurück. Die dritte Reise (1778—80) galt dann der Entschleierung der Nordwestküste Amerikas, durch welche die Entdeckungen Berings und der Russen (1727—42) zu allgemeiner Anerkennung gelangten. Das Überwiegen der Meeresfläche um mehr als das Doppelte ward nun nicht mehr bezweifelt. Man kannte nunmehr bereits gegen 93% der Erdoberfläche in den rohen Landumrissen.

[6]) Vergl. Nordenskiölds Facsimile-Atlas 1889, Tafeln. — [7]) Die Entdeckung des Kaps der guten Hoffnung ward jahrzehntelang ins Jahr 1486 verlegt (s. Peschel, Vivien de St. Martin etc.). Neuere Erörterungen ergaben für Dias' Ausreise das Jahr 1487, so daß das Kap erst im Winter 1488 erreicht ward. (Vergl. E. G. Ravenstein in The Geogr. Journal XVI, 1900, p. 646 ff.)

§ 120. Die heutigen Grenzen der Terra cognita. Im 19. Jahrhundert sind die polaren Grenzen derselben trotz aller Anstrengungen nur unbedeutend hinausgeschoben, erst im Beginn des 20. Jahrhunderts sind beide Pole erreicht.

Die größten Fortschritte zeigten sich im Norden Amerikas (Atlas, Nr. 33, mit Markierung der äußersten Vorstöße gegen den Pol), seitdem die Engländer 1818 das seit zwei Jahrhunderten verlassene Problem einer nordwestlich (von Europa aus) um Amerika herumführenden Durchfahrt mit Eifer aufgenommen und in dem Jahre 1853 zum Abschluß gebracht haben. Der von den Engländern damals entdeckte ausgedehnte Archipel ist 1900/02 von dem Norweger Sverdrup bis zu 81½° entschleiert. Daran schließen sich die Versuche, im engen Hals des Smith-Sundes, am Nordende der Baffin-Bai, vorzudringen, bis man jenseits des 82.° die Küsten beiderseits zurückfliehend fand, und der Amerikaner Peary (1909) nördlich von Grönland dem Pol sehr nahe kam. Seit Peary's Querreise von der Baffin-Bai aus über die Eismassen Grönlands und Umschreitung der Nordküste (1900), ist dessen Ausdehnung nach N (83½°) festgestellt. — Im N Spitzbergens gelangte der Brite Parry schon 1827 auf Schlittenreisen bis zu 83°. Die österreichische Polarexpedition 1872—74 hat uns mit dem Archipel des Franz-Joseph-Landes nördlich des 80.° bekannt gemacht. Im Osten desselben ist erst kürzlich (1912) Land in der Fortsetzung der Nordspitze Asiens entdeckt worden. Nordenskiölds Lösung des Problems der nordostlichen Durchfahrt durch seine kühne Umfahrung Asiens, 1879—80, hat dagegen nur bekannte Küsten berichtigt. Im Norden der schon 1820—23 entdeckten Neusibirischen Inseln erreichte man 1881 fast 78°. Das Unternehmen des Norwegers Fridtjof Nansen, sich durch eine Eisdrift von den Neusibirischen Inseln westwärts treiben zu lassen, gelang. Er selbst kam (1895) bis 86° 14′, der Italiener Cagni nördlich von Franz-Joseph-Land (1900) bis 86° 33′.

Am Südpol hat man lange Zeit den 70.° nur an wenigen Stellen überschritten. Dies geschah zuerst fast allein in der großen Periode antarktischer Forschung von 1820—42, wo u. a. Bellinghausen die polare Kappe rings umfuhr, Wilkes 1840 die nach ihm benannten Küsten (Polarkreis) südlich von Australien festlegte, und James Roß 1842 den großen Vorstoß in den Golf des Victorialandes, an dessen Küsten sich mächtige Vulkane erheben, machte; er erreichte die Breite von 78° 10′ S. Eine neue Periode der Südpolarforschung hat erst in jüngster Zeit begonnen. In dieser haben Belgier, Schweden, Schotten, Deutsche, Engländer und Norweger gewetteifert und durch ihre in verschiedenen Quadranten gemachten Vorstöße die Existenz eines mächtigen antarktischen Festlandes unzweifelhaft nachgewiesen. Im S von Afrika reicht dieses bis zum Polarkreis, wo Kaiser-Wilhelm-II.-Land mit dem Gaußberg von E. v. Drygalski 1902 entdeckt ward; die Briten haben auf Schlittenreisen im S des Victorialandes unter Shakleton die Breite von 88° 25′ erreicht, und im Dezember 1911 gelangte der Norweger Amundsen bis zum Südpol; die Schotten haben unter Bruce im tiefen Weddell-Meer ssö. von Südamerika das Coats-Land (72½°) gesichtet, das die Deutschen unter Filchner 1912 bis 77° 48′ festlegten.

Schätzungsweise kann man hiernach zurzeit den Raum der unerforschten Gebiete im Norden zu 3 bis 4, im Süden zu 13 Millionen qkm berechnen, daher man die Oberfläche der mehr oder weniger bekannten Erde zu rund 494 Mill. qkm oder 97% der Gesamtoberfläche annehmen kann. Es gilt noch etwa 16—17 Mill. qkm, also weniger als die doppelte Fläche Europas (10 Mill.) zu erschließen.

§ 121. Flächenverteilung von Land und Wasser[8]). Wenn ein starkes Überwiegen der Meeresflächen gegenüber dem des trockenen Landes schon

[8]) Für die §§ 121—132 vergl. besonders A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche I, 1894, S. 95—184, sowie für die numerischen Angaben H. Wagner,

seit Cooks Zeiten von den Karten der Gesamterde abgelesen werden mußte, so ist es doch erst in neuerer Zeit gelungen, das Verhältnis beider zwischen die engeren Grenzen von 3 : 1 und $2^1/_3 : 1$ einzuschließen. Neben der einfachen Erschließung noch unbekannter Gebiete ist die notwendige Voraussetzung die genauere Festlegung aller Küstenlinien der Erde auf Karten und sodann die Ausnutzung dieses kartographischen Materials durch möglichst gute, praktisch verwertbare Ausmessungsmethoden.

Was den ersten Punkt betrifft, so kann man entweder die unerforschten Gebiete ganz von der Betrachtung ausschließen, oder, wie dies oft in andern Fällen geschieht, die Lücken unserer Kenntnisse durch gewisse Vermutungen ergänzen. Von diesem Standpunkt darf man aus den tatsächlich durch Nansen nachgewiesenen Eisdriften der polaren Gebiete zwischen Nordasien und Grönland schließen, daß dort größere Landmassen nicht vorhanden sind. Zurzeit kennt man etwa 350000 qkm Landfläche nördlich des 80.°; wir nehmen statt dessen rund 400000 qkm an[9]). Rücksichtlich der südpolaren Regionen haben, wie angedeutet, die neuesten Expeditionen die Existenz eines antarktischen Kontinents mit Sicherheit festgestellt; seine äußeren Umrisse kann man heute wenigstens annähernd bestimmen. Danach läßt sich für denselben eine Fläche von rund 14 Mill. qkm annehmen, so daß man der Landfläche der Erde 5 Mill. qkm mehr zuweisen muß als vor einigen Jahren, wo wir rein vermutungsweise die uns noch unbekannten Gebiete rings um den Südpol (18 Mill. qkm) einfach zwischen Land und Wasser verteilten.

Von den Küstenlinien der Erde, die im Rohen (ohne die Antarktis) etwa 260000 km betragen[10]), muß reichlich der vierte Teil noch als ganz flüchtig vermessen betrachtet werden. Ihre genauere Festlegung kann leicht die Ergebnisse der Kartenausmessung um einige hunderttausend Q.-Kilometer ändern. Viel schwerer fällt aber der Genauigkeitsgrad ins Gewicht, welcher bei Ausmessung der Karten selbst erreicht wird. Die sorgfältige planimetrische Auswertung von Küstenkarten großen Maßstabes in Verbindung mit häufigen Kontrollrechnungen verdient hierbei den Vorzug vor andern Näherungsverfahren[11]).

Nach unsern heutigen Kenntnissen darf man die Ausdehnung aller Landflächen zu rund 149 Mill., des Meeres zu 361 Mill. qkm annehmen. Es stellt sich also das Verhältnis des vom Land bedeckten Teils der Erdoberfläche zur Meeresfläche etwa wie 5 : 12, genauer wie $29,_2\,\% : 70,_8\,\%$ oder wie $1 : 2,_{42}$.

Hierbei sind, wie bemerkt, in den unbekannten antarktischen Gebieten rund 14 Mill. qkm hypothetisch dem Lande, 6 Mill. dem Meere zugerechnet. Beschränkt

„Das Areal der Landflächen und die mittlere Erhebung der Erdkruste"; Kritische Studie, in Gerlands Beiträgen zu Geophysik (II, 1895, S. 667—772) und H. Wagner in Pet. Mitt. 1912, II, 63, ferner Krümmel, Handbuch der Ozeanogeographie I, 1907, Karstens, Die Tiefe des Ozeans, Diss. Kiel, 1890; A. Baldit, 1906 (vergl. Anm. 18) und E. Kosinna, Die Tiefen des Weltmeeres (Veröff. d. Inst. f. Meereskunde. N. F. Reihe A, Heft 9, Berlin 1921). — [9]) Im J. 1894 nahm ich für das noch zu entdeckende Land rings um den Nordpol noch 600000 qkm an, um für die Landfläche nördlich des 80.° rund 1 Mill. qkm einzusetzen. Damals war von Nansens Ergebnissen noch nichts bekannt. Infolge der letzteren und der Erschließung großer Tiefen im arktischen Meere habe ich 1903 für das hypothetische Land nördlich des 80.° neben den bekannten etwa 400000 qkm nur 100000 qkm eingestellt, 500000 qkm dem Meere zurückgebend (s. 7. Aufl. dieses Lehrbuches S. 251). — [10]) Penck, Morphologie I, 98. Eine Übersichtskarte der genau oder ausreichend oder bloß für Zwecke der Schiffahrt vermessenen Küsten der Erde veröffentlichte 1904 G. W. Littlehales im Report of the 8. Internat. Geogr. Congress, Wash. 1905, 578. — [11]) Verpl. Wagner a. a. O. S. 721.

man die Berechnung auf die besser erforschten Gebiete in der Zone zwischen 80° N und 70° S (490,$_5$ Mill. qkm, S. 269), so ergibt sich das Verhältnis 1 : 2,$_{62}$ (135,$_5$: 355,$_0$ oder rund 3 : 8[12]).

Land- und Wasserhalbkugel. Ein Blick auf die Karte genügt, um zu erkennen, daß die Flächenverteilung von Land und Wasser in den einzelnen Erdgürteln eine sehr verschiedene ist. In dem zwischen 40° —70° N gelegenen überwiegt sogar das Land (ca. 60%), in allen übrigen das Wasser in einem nach S steigenden Maße. Die gesamte Nordhälfte der Erde enthält etwa 40% Land und 60% Wasser, auf der Südhalbkugel erreicht die Landfläche, selbst mit Einschluß der vermutungsweise angenommenen antarktischen Gebiete (14 Mill.), nur 19%. Jedoch bildet der Äquator für diese Verhältnisse keine ausgesprochene Scheide. Man hat daher seit 170 Jahren eine eigene Landhalbkugel einer Wasserhalbkugel gegenübergestellt[13]), deren Pole dort gesucht werden müssen, wo tatsächlich der zugehörige Grenzkreis die größtmögliche Land- bezw. Wassermasse einschließen würde. Als solchen Pol der Landhalbkugel kann man zurzeit einen Punkt nahe der Loiremündung in Frankreich ansehen[14]). Bei dieser Annahme entfallen etwa 125 Mill. qkm Land auf die Landhalbkugel, dagegen (einschließlich 14 Mill. qkm am Südpol) nur 24 qkm Mill. auf die Wasserhalbkugel. Von ersterer sind daher nur 51%, von letzterer 90½% mit Wasser oder 49 bezw. 9½% mit Land bedeckt[15]). Eine Erdhalbkugel ist an sich 255 Mill. qkm groß.

Ein neues Verfahren, den Pol der Landhalbkugel zu bestimmen, besteht darin[16]), daß man die vom Grenzkreis geschnittenen strittigen Gebiete von Südamerika und Ostasien auf eine Antipodenkarte zeichnet. Alsdann sucht man auf dieser durch Verschiebung des Grenzkreises die günstigste Lage zu finden, welche von beiden Kontinenten der Wasserhalbkugel den kleinsten Landanteil zuweist.

[12]) E. Kossinna, (Die Tiefen des Weltmeeres, Berlin 1921) fand unter etwas andern Voraussetzungen für die polaren Gebiete 136,$_1$: 354,$_4$ Mill. qkm = 1 : 2,$_{606}$. — [13]) Man führt die erste Idee jetzt auf Phil. Buache (1746) zurück; s. Beythien (Ann. 14), 12. — [14]) H. Beythien, Neue Bestimmung des Pols d. Landhalbkugel, Preisschrift, Kiel 1898. Beythien fand als Pol der Landhalbkugel einen Punkt in 47¼° N. 2½° W. nahe bei le Croisic an der Küste der Bretagne. Zu genau dem gleichen Ergebnis kam in bezug auf die Lage des Pols 1913 A. Berget, der ihn in das Inselchen Dumat, 47° 24′ 42″ N. 2° 37′ 13″ W., verlegt, trotzdem er (mittels der eine solche Genauigkeit nicht entfernt verbürgenden Methode des Wägens auf Grund ausgeschnittener Stücke von flächentreuen Karten) die Landflächen auf der Wasserhalbkugel viel zu groß, nämlich zu 28.$_7$ Mill. qkm = 11,$_3$% bestimmt, wovon 13 auf die Antarktis entfallen sollen. Andererseits gibt Berget durch vollkommene Auslassung Grönlands und des arktischen Archipels von Nordamerika der Landhalbkugel nur 115,$_4$ Mill. qkm = 45,$_2$% (nicht 45,$_5$) Land, dabei das gesamte Landareal infolge aller dieser Fehler nur zu 144.$_1$ Mill. qkm annehmend. (Vergl. A. Berget, „La répartition des terres et des mers et la position du pole continental de la terre" in Revue géogr. annuelle VII, Paris 1913; vergl. darüber auch E. Hammers Bericht in Pet. Mitt. 1914 I. 325 ff.). — [15]) A. Penck (Die Pole der Landhalbkugel, Geogr. Zeitschrift V. 1899. S. 21—29) verlegte unter Berücksichtigung der sphäroidischen Erdgestalt, den Pol der Landhalbkugel in die Gegend von Nantes, d. h. 100 km östlicher als Beythien, glaubt aber, daß es richt ger sei, von zwei Polen, um welche sich die Landmassen gruppieren, zu sprechen. — Kossinna (a. a. O. 57) bestimmt unter Annahme des Pols der Landhalbkugel nach Penck bei Nantes das Land auf dieser zu 119,$_4$ Mill. qkm = 46,$_8$, auf der Wasserhalbkugel zu 29,$_6$ Mill. qkm = 11,$_4$%. — Unsere Atlanten verlegen den Pol gern in die Bevölkerungszentra Mitteleuropas, Berlin (Berghaus, physik. Atlas, Stieler Handatlas), London, Paris. Das ist vom Standpunkt der physikalischen Geographie natürlich nicht gerechtfertigt. Auf Taf. 6 des Atlas ist er aus Rücksicht auf die Übersichtlichkeit der Projektion in den Schnittpunkt des 50.° Br. und 0.° L. verlegt. Die Landhalbkugel enthält daher bei dieser Darstellung 118.$_7$ Mill. qkm = 46,$_6$%, die Wasserhalbkugel 30,$_3$ Mill. qkm = 12% Land. — [16]) Über das Beythiensche Verfahren vergl. O. Krümmel in

Zonenverteilung. In den einzelnen Zonen stellt sich das für klimatische Fragen besonders wichtige Verhältnis von Land- zu Wasserflächen nach unsern jetzigen Kenntnissen etwa wie folgt[18]):

Zone	Erdoberfläche (nach Bessel)	Landfläche	Wasserfläche	Prozente	
	(in Millionen Quadrat-Kilometer)			Land	Wasser
80—90° N	3,9	[0,4]	[3,5]?	[10]?	[90]?
70—80	11,6	3,4	8,2	29,3	70,7
60—70	18,9	13,5	5,4	71,4	28,6
50—60	25,6	14,6	11,0	57,0	43,0
40—50	31,5	16,5	15,0	52,3	47,7
30—40	36,4	15,6	20,8	42,8	57,2
20—30	40,2	15,1	25,1	37,6	62,4
10—20	42,8	11,3	31,5	26,3	73,7
0—10	44,1	10,1	34,0	22,8	77,2
Nordhälfte	255,0	100,5	154,5	39,4	60,6
0—10° S	44,1	10,4	33,7	23,6	76,4
10—20	42,8	9,4	33,3	22,1	77,9
20—30	40,2	9,3	30,9	23,1	76,9
30—40	36,4	4,2	32,2	11,4	88,6
40—50	31,5	1,0	30,5	3,2	96,8
50—60	25,6	0,2	25,4	0,8	99,2
60—70	18,9	[1,9]?	[17,0]?	[10,0]?	[90]?
70—80	11,6	[12,1]?	[3,4]?	[78]?	[22]?
80—90	3,9				
Südhälfte	255,0	48,5	206,5	19,0	81,0

§ 122. Die Massenerhebungen der Erdrinde. Im Grunde haben wir den Verlauf der festen Erdoberfläche bisher nur längs eines einzigen Horizontalschnitts, nämlich längs der Berührungslinie von Wasser und Land, betrachtet. Die Errungenschaften der letzten Jahrzehnte gestatten uns jedoch bereits, die Unebenheiten des Geländes mit einiger Sicherheit messend festzustellen und in die Meerestiefen zu blicken. Fast jeder Atlas bietet heute in großen Zügen ein Bild des Gesamtreliefs der trockenen Erdrinde wie des Meeresbodens mittelst Einzeichnung von Höhen- und Tiefenkurven (Isohypsen und Isobathen S. 238) und Flächenkolorit der Höhen- und Tiefenregionen. Es fehlt auch nicht an Versuchen, sie trotz der vielfachen Unsicherheit in der Linienführung jener Kurven ziffernmäßig auszuwerten.

Pet. Mitteil. 1898, 106. — [18]) H. Wagner in Pet. Mitteil. 1895, S. 48, woselbst auch Zahlen für die einzelnen Erdteile. Nur in der nördlichsten Zone sind gegen damals (1894) 0,6 Mill. qkm Land jetzt dem Wasser zugerechnet und ebenso ist dem Festland der Antarktis nunmehr eine Fläche von 14 Mill. qkm (gegen früher 9) zugewiesen. Weitere Bestätigung erhalten die obigen Zahlen durch A. Baldits umfassende Berechnung der Land- und Wasserverteilung in den Eingradzonen der Erde („Sur la répartition des terres et des mers à la surface du globe; (Ann. du Bureau centr. météorol. de France. Mém. Année 1906, Paris 1910, 25—82; vergl. E. Hammer, Pet. Mitteil. 1912 I, 148 u. H. Wagner ebenda, 1912 II, 63), sowie, wenn auch mit unbedeutenden Änderungen in den Breiten 70—90° durch E. Kosinna's Schrift (vergl. Anm. 8).

Landblock und Wasserblock. Nach sorgfältig vergleichender Prüfung dieser Versuche[19]) konnte man früher die mittlere Erhebung aller Landflächen über den Meeresspiegel zu rund 700 m annehmen[20]), wobei der Antarktis aus Mangel genauerer Kenntnis der Höhenverhältnisse die gleiche mittlere Höhe beigelegt ward. Nachdem man aber für letztere auf mittelbarem Wege eine solche von weit größerem Betrag, nämlich von rund 2000 m, wahrscheinlich gemacht hat (§ 241)[21]), muß auch die obige Mittelzahl auf 825 m[22]) erhöht werden. Das ergibt ein Gesamtvolumen der Landhöhen von $123_{,0}$ Mill. cbkm (= 149 Mill. qkm $\times 0_{,825}$ m). Die mittlere Tiefe des Weltmeeres (mit allen Nebenmeeren), die wir während eines Jahrzehnts zu 3500 m annahmen, wird man heute, wo sich sowohl das arktische Meer als ein ziemlich tiefes Becken erwiesen hat, als auch im Großen Ozean weite Tiefflächen und im Südatlantischen beträchtliche Tiefbecken erkannt sind, zu 3800 m schätzen dürfen. Die gesamte Wassermasse der Erde entspricht daher einem Wasserblock von 361 Mill. qkm Grundfläche und $3_{,8}$ km Höhe, besitzt also 1372 Mill. cbkm Inhalt[23]) (S. 272 Fig. 62 *D E F G*). Alle Erhebungen der Erdkruste über diesem mittleren Meeresboden schließen sich dann zu einem Landblock (Fig. 62 *A B C D*) zusammen von 149 qkm Fläche und $4_{,525}$ km (= 3800 m + 825 m) Höhe, also von 689 Mill. cbkm Volumen. Wollte man diesen Landblock über die gesamte Erde ausbreiten, so würde er eine Kugelschale von etwa 1351 m Dicke (= $689_{,1}$ Mill. cbkm : 510 Mill. qkm) über dem mittleren Meeresboden bilden, seine Oberfläche würde also 3800 m — 1351 m oder

$$-2449\text{ m (rund } 2450\text{ m)}$$

unter dem jetzigen Spiegel des Meeres ruhen. Diese Fläche nennt man das mittlere Niveau der starren Erdkruste.

Ohne Rücksicht auf die Meeresbedeckung hat also die feste Erdkugel, so viel wir heute wissen, nicht einen mittleren Radius von $6370_{,3}$ km (S. 116), sondern nur von etwa $6367_{,9}$ km (= $6370_{,3} - 2_{,4}$). Das Weltmeer über die Oberfläche dieser festen Kugel ausgebreitet würde eine mittlere Tiefe von 2690 m (= 1370 Mill. qkm : 510 Mill. cbkm) erreichen, also sein Spiegel sich

$$2690\text{ m} - 2450\text{ m} = 240\text{ m}$$

über den jetzigen erheben[24]). In dieser Höhe, also etwa 240 m über der mathematischen Erdoberfläche, liegt das mittlere Niveau der physischen Erdoberfläche, d. h. die Grundlage des Luftmeeres.

[19]) Zu den früheren Versuchen, kritisch behandelt in H. Wagners Abhandlung (S. Anm. 8), 1894, trat derjenige hinzu, welchen O. Krümmel in der 2. Aufl. seines Handbuches der Ozeanographie I. 1907 mitgeteilt hat, sowie neuerdings ein solcher von E. Kossinna (Die Tiefen des Weltmeeres, 1921, s. Anm. 8). — [20]) Wagner a. a. O. S. 742. — [21]) Vergl. W. Meinardus, „Die mutmaßliche mittlere Höhe des antarktischen Kontinents" (Pet. Geogr. Mitteil. 1909, S. 304 ff.). — [22]) Die Mittelzahl von 825 m berechnet sich aus der Summe des Kubikinhalts der 6 Erdteile (wie sie aus den Angaben über deren Areal und mittlere Höhe S. 276 folgen) geteilt durch Gesamtareal (= $123_{,0}$ cbkm : 149 Mill. qkm). — [23]) O. Krümmel erhielt genauer 3680 m ± 100 m) Handb. I. 1907, 143), wonach in den Auflagen von 1908 u. 1912 dieses Lehrbuchs 3700 m als Mitteltiefe der Ozeane angenommen ward. Nunmehr schließe ich mich dem Ergebnis E. Kossinnas von 1921 an: 3795 m ± 100 m. — [24]) Die Unsicherheit aller dieser Werte läßt es ratsam erscheinen, sie durchweg möglichst abzurunden. Krümmels Zahl 205 m konnte die Höhe der Antarktis nach Meinardus noch nicht berücksichtigen. Kossinna findet als mittleres Niveau der starren Erdkruste: + 245, für das Mittelniveau der physischen Erdrinde — 2440 m.

Kontinentalblock und Meeresraum. Den heutigen Tiefenkarten der Ozeane entnehmen wir die wichtige Tatsache, daß Flachsee sich nur in der Nähe und zwischen den Landmassen findet, während die Weiten der Ozeane durchweg Tiefseebecken darstellen. Ein Sinken des Meeresspiegels um etwa 200 m würde die großen Umrisse der Landflächen nicht wesentlich im Kartenbild umgestalten (Atlas Taf. 6, Erdansichten), trotzdem die Mehrzahl der Inseln dadurch „landfest" gemacht werden würden. Außerhalb dieser Tiefenlinie von rund 200 m sinkt der Meeresboden rascher bis zur Tiefe von 2000—3000 m herab, um sich dann äußerst langsam zu größern Tiefen auszubreiten. Dadurch scheidet sich unschwer die eigentliche Massenerhebung der Erdrinde oder der Kontinentalblock (Fig. 62) von den großen Flächen der Tiefseeregionen ab.

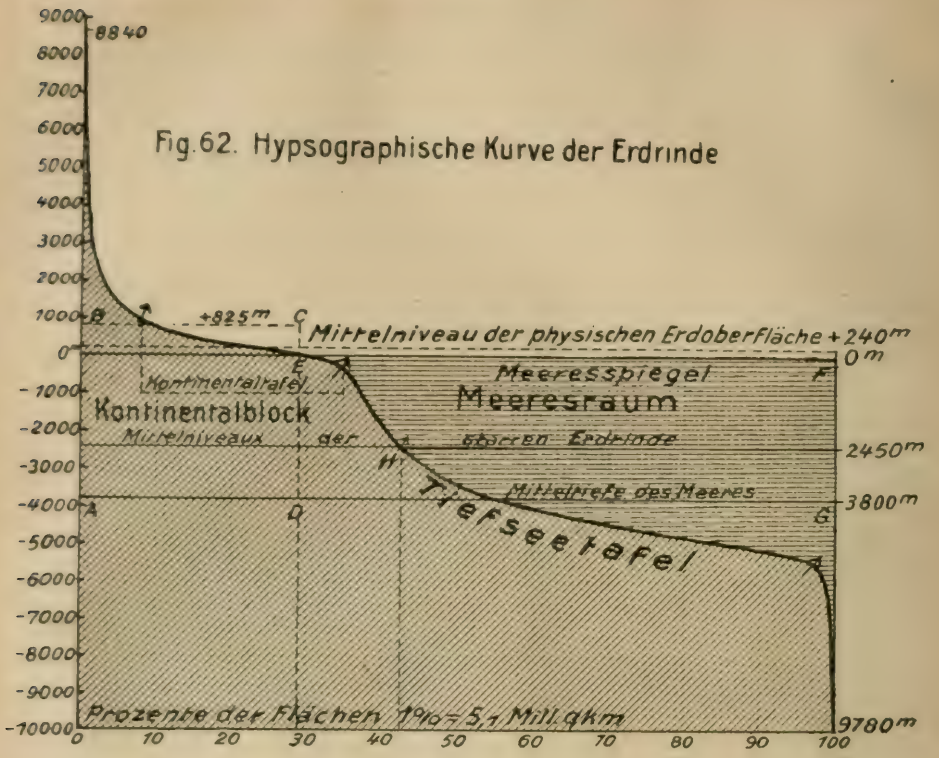
Der unruhige Verlauf der Umrißlinien dieses Kontinentalblocks läßt uns diese Verhältnisse nur schwierig auf der geographischen Karte mit einem Blick übersehen. Ein einzelnes Profil, durch die Erdrinde gelegt, faßt gleichfalls die gesamte Massenerhebung nicht zu einem Ganzen zusammen. Trägt man aber die Flächen, die den einzelnen Höhenstufen der Erdrinde zukommen, als Abszissen, die entsprechenden Höhen als Ordinaten in ein Koordinatensystem ein, so entsteht in der sog. hypsographischen Kurve der Erdrinde ein schematisches Bild der Massenverteilung an ihrer Oberfläche, da die Profilfläche nunmehr dem Rauminhalt der Erhebungen oder Vertiefungen entspricht (Fig. 62). Es wird noch zahlreicher mühevoller Arbeiten bedürfen, bis man diese hypsographische Kurve mit Sicherheit konstruieren kann. Sie muß zwei Bedingungen erfüllen. Erstens muß sie durch den Punkt hindurchgehen, welcher das Verhältnis von Land und Wasser kennzeichnet (Fig. 62, Punkt *E*), und sodann muß die Profilfläche des Kontinentalblocks (oberhalb des mittleren Krustenniveaus) gleich sein der Profilfläche der Tiefenregion des Meeres (unterhalb dieses Niveaus). Zurzeit dürfte folgende Verteilung der Höhenstufen der Wahrheit einigermaßen entsprechen[25]), obwohl auf das Unsichere der Schätzung besonders hingewiesen werden muß. Es liegen

	Mill. qkm	%
über 3000 m	6	1,2
+ 2000 bis 3000 m	10	2,0
+ 1000 „ 2000 m	24	4,7
+ 500 „ 1000 m	27	5,3
+ 200 „ 500 m	33	6,5
+ 0 „ 200 m	48,2	9,6
unter 0 m	0,8	
Land	149	29,2

	Mill. qkm	%
unter 0 bis — 200 m	28	5,5
— 200 „ — 1000 m	15	2,9
— 1000 „ — 2000 m	15	2,9
— 2000 „ — 3000 m	24	4,7
— 3000 „ — 4000 m	71	13,9
— 4000 „ — 5000 m	119	23,3
— 5000 „ — 6000 m	84	16,5
unter 6000 m	5	1,0
Meer	361	70,8

[25]) Obige Tabelle ist aus der ältern Wagnerschen und der neuen Kossinnaschen (für das Meer) kombiniert. Bei den Landflächen liegen die besonderen Schwierigkeiten in der Frage, wie man die 28 Mill. cbkm der Antarktis (= 14 Mill. qkm × 2 km Mittelhöhe) auf die einzelnen Höhenstufen verteilen soll. In obigem sind der obersten Stufe (über 3000 m) 1 Mill. qkm zugewiesen, der 2. (2—3000 m) 5 Mill., der 3. (1—2000 m) 6 Mill. Eine Korrektur haben die früher angenommenen Berechnungsergebnisse von W. Kegel (Planimetr. Berechnung der Schelfflächen, Diss. Göttingen 1910); und P. Reichmann (Neue Berechnung der Fläche des Kontinentalabhanges, Diss. Göttingen 1909), durch Kossinna (a. a. O. 37—40) erfahren. Er fand Schelf lächen und Kontinentalabhang kleiner. — [26]) Der Name ist dem Englischen entnommen. „Continental shelf" nannte zuerst H. R. Mill jene große, die Kontinente umrandende Flachseebank (Brit. Association 1888. vergl. Proc. R. Geogr. Soc. 1888, 667). Vergl. O. Krümmel, Handbuch, I, 1907, 103 ff.

In der Fig. 62 entspricht 1 mm der Grundlinie je 5 Mill. qkm der Erdoberfläche und 1 mm der Senkrechten je 200 m (= $0{,}_2$ km), also 1 Quadratmillimeter dem Kubikinhalt von 1 Mill. Kubikkilometer.



Die fünf Erhebungsstufen der starren Erdrinde. Die hypsographische Kurve läßt mit einem Blick am Kontinentalblock drei Stufen unterscheiden: ein Kulminationsgebiet, wie wir den Inbegriff aller sich über 1000 m erhebenden Landflächen nennen wollen, eine flache Kontinentaltafel und einen Kontinentalabhang. Das Bemerkenswerte ist, daß die Kontinentaltafel nicht am Meeresspiegel, sondern erst an der Grenze der Flachsee endigt. Die Flachsee ist also gewissermaßen nur eine oberflächliche Überspülung, eine Transgression des Meeres über die unterste Stufe der Kontinentaltafel. Man hat jüngst für diese im Relief der festen Erdoberfläche so eigenartige Stufe, die wie ein Gesims die Kontinente umrandet, den Namen Schelf[26]) einzuführen versucht. Nicht so scharf ist der Fuß des Blocks oder die untere Grenze des Abhanggebietes gekennzeichnet. Es ist also bis jetzt willkürlich, ob man sie in — 3000 m, in — 2500 m oder dorthin verlegt, wo das Mittelniveau der Erdkruste nach unserer Berechnung zu suchen ist: — 2450 m. Bis auf weiteres wird sich letzteres empfehlen für Flächen- und Raumberechnungen. — Deutlich scheidet sich in der Tiefseeregion alsdann eine ausgebreitete Tiefseetafel[27]) von einem kleinen De-

pressionsgebiet ab, welches die tiefsten Senken in der Erdkruste zusammenfaßt.

Weitaus der größte Teil der starren Erdoberfläche, wohl mehr als $^4/_5$, wird also von den beiden mächtigen Tafeln eingenommen, von denen die kontinentale mehr als 4000 m höher als die Tiefseetafel liegt. Das Gebiet der größten Anschwellung dürfte nach den neueren Annahmen wohl soviel Raum als der Kontinentalabhang einnehmen. Der gesamte Kontinentalblock bezeichnet, wenn im Mittelniveau der Erdkruste abgeschnitten, den Teil der Erdkruste, welcher abgetragen und in die Tiefseebecken geschüttet werden müßte, um die Rinde auszuebnen.

Nach unseren Voraussetzungen nimmt der Kontinentalblock etwa 42,6 % der Erdoberfläche ein (217 Mill. qkm) und besitzt bei einem Volumen[28]) von rund 600 Mill. cbkm eine mittlere Höhe von ca. 2765 m, übersteigt also das Niveau der physischen Erdoberfläche ein wenig. Berechnet man aus der hypsographischen Kurve in ähnlicher Weise die Mittelhöhe der fünf Stufen der Erdkruste, so ergibt sich in starken Abrundungen, die absichtlich das Unsichere der Rechnung andeuten sollen, das folgende Verhältnis:

	Fläche	Mittelhöhe
Kulminationsgebiet (über + 1000 m)	7,8 % = 40 Mill. qkm	+ 2050 m
Kontinentaltafel (von + 1000 m bis — 200 m)	26,9 „ = 137 „ „	— 250 m
Kontinentalabhang (von — 200 m bis — 2450 m)	7,8 „ = 40 „ „	— 1250 m
Tiefseetafel (von — 2450 m bis — 5500 m)	52,7 „ = 269 „ „	— 4300 m
Depressionsgebiet (unter 5500 m)	4,7 „ = 24 „ „	— 6000 m
Summa	100 % = 510 Mill. qkm	— 2450 m

§ 123. Gliederung von Land- und Wasserflächen in Erdräume. Von größerer Bedeutung als die gesamte Flächenausdehnung und das Massenverhältnis ist die Frage nach der räumlichen Anordnung der Landmassen an der Außenseite unseres Erdballs und damit nach der wirklichen Gestaltung des Kontinentalblocks sowie des Weltmeeres. Fortan gilt es, aus der großen Mannigfaltigkeit der Formen, wie sie uns aus jeder Weltkarte entgegentritt, die einfachen Grundzüge zu erkennen oder aber die Erdoberfläche in die großen natürlichen Erdräume einzuteilen. Jedes Stück derselben, das sich in mehr oder weniger deutlicher Weise von den Nachbargebieten abgrenzen läßt, nennen wir einen Erdraum. Mit diesem Namen deutet man genugsam an, daß nicht allein der horizontale Umriß längs der Küsten, sondern auch die dritte Dimension der Höhe und Tiefe dabei maßgebend eingreift. Stufenweise schreiten wir von den beiden größten Erdräumen, die uns soeben beschäftigt haben — Kontinentalblock und Weltmeer —, zu kleineren Kategorien fort. Wir lassen uns dabei stets von der Karte leiten und lesen die festzustellenden Tatsachen, wo möglich, unmittelbar von ihr ab. Als mißlich empfinden wir freilich den Umstand, daß jede Weltkarte die außerhalb der Mitte (oder Mittellinie) gelegenen Landumrisse arg verzerrt, und daß am Globus gleichzeitig kaum mehr als $^1/_3$ der Erdoberfläche überschaut werden kann. Und doch handelt es sich zunächst

[27]) Übereinstimmend mit Krümmel (a. a. O., 148) ist als Grenze zwischen Tiefseetafel und Depressionsgebiet die Tiefe von 5500 m angenommen. — [28]) Schon im J. 1895 habe ich den leider erst später erkannten Irrtum begangen (a. a. O. S. 765), anzunehmen, daß der Kontinentalblock ausgeglättet über seiner Grundfläche das Niveau der physischen Erdoberfläche (+ 220 m) erreichen müßte. Das ist tatsächlich eine unbegründete Forderung.

nur um die Übersichtskarte, auf der des kleinen Maßstabes und der notwendigen Generalisierung wegen (S. 234) die feinere Gliederung aller Formen im horizontalen wie vertikalen Sinn verschwindet oder zurücktritt, so daß der Rohbau der Erdoberfläche um so mehr in die Augen springt.

Die Zweiteilung von Weltmeer und Landmasse. Die einzige wahrhaft über den Zusammenhang der Kontinentalmassen orientierende Karte unserer Atlanten ist die der „Landhalbkugel"; Planigloben und Mercatorkarten zerreißen denselben. Wir sehen aus jener, daß sich die Landmassen eng um den Nordpol gruppieren. Im Norden haben sie, gegenüber der auffallenden Tatsache, südwärts in keilförmige Enden auszulaufen, ihre „breiten Schultern". Fast geschlossen ist der kontinentale Ring zwischen 60° – 70° N (Atlas, Polarkarte, Taf. 33). Die schmale und seichte Meeresgasse der Beringstraße bildet kaum eine Unterbrechung. Die benachbarten Meeresteile sind Flachsee. Auf der europäischen Seite wird der breitere Zugang des Atlantischen Ozeans zum nördlichen Eismeer durch die Inselbrücke zwischen Schottland und Grönland eingeengt. So lagert sich rings um den Nordpol eine in verschiedener Hinsicht einheitliche Polarwelt. Der Ausdehnung nach bildet sie jedoch nur ein untergeordnetes und nur teilweise schärfer nach außen begrenztes Glied unter den Erdräumen.

Im Süden des Polarkreises fliehen die äußern Küsten der Landmassen derart auseinander, daß sie fast einen größten Kreis der Erdkugel bilden. Das ist der große pazifische Gestadegürtel, der sich längs der fest geschlossenen gliederlosen Westküste Amerikas zum inselreichen Ostrand Asiens und Australiens hinüberzieht. Und zwischen den am meisten vorgestreckten Südenden der Kontinente (Australien bis 45° S, Amerika bis 56° S), die sich quer über den Pol gemessen bis auf 80 Breitengrade nähern, lagert sich die antarktische Erdscholle als verbindendes Glied. Durch diesen, wie wir sehen werden auch im gesamten Bau sehr gleichförmig verlaufenden äußeren Saum des Kontinentalblockes wird das größte einheitliche Meeresbecken abgegliedert. Mit Recht trägt dieses den Namen des Großen Ozeans (neben dem des Stillen oder Pazifischen, § 202). Denn er nimmt fast $^1/_3$ der Gesamterdoberfläche ein und übersteigt mit 165,3 Mill. qkm (ohne Nebenmeere) die Größe der inneren Ozeane zusammengenommen (156 Mill. qkm)[29]. Man könnte eine äußere oder pazifische Erdhälfte unterscheiden, welche den großen Ozean und seine Umrandung umfaßt.

Inmitten der Landhalbkugel ist das mächtige Tal des Atlantischen Ozeans in breiter Zickzacklinie eingesenkt und gliedert den Kontinentalblock in die beiden großen zusammenhängenden Landmassen der sog. Alten Welt und der Neuen Welt. Die erstere entspricht der bewohnten Weltinsel der Alten, ihrer Ökumene, die letztere nimmt gewissermaßen die Stelle der einst vermuteten Insel der Gegenfüßler (Antökumene) ein. Indem sie in verhältnismäßig später Zeit von Westen her in den Gesichtskreis der europäischen Kulturvölker getreten ist, ward sie als Mundus novus sive occidentalis

[29]) Die Ozeane sind hierbei nach der konventionellen Abgrenzung, welche die Engländer 1845 vorgeschlagen haben (vergl. § 202, Benennung und Begrenzung der Ozeane), durch die Meridiane des Kap Hoorn (67½° W), des Nadelkaps in Südafrika (20° O) und des Südkaps von Tasmanien (147° O) voneinander geschieden aber nicht wie früher, nur bis zum südlichen Polarkreis berechnet, sondern bis zu den hypothetischen Küsten des Südpolarkontinents; die Arealzahlen nach Krümmel a. a. O. 144.

der alten östlichen Weltinsel entgegengesetzt. Seitdem bildete sich der Gegensatz zwischen einer östlichen und westlichen Halbkugel aus, den das Altertum nicht kannte. Wir pflegen die erstere am Ostrand des Atlantischen Meeres beginnen zu lassen, unbekümmert um die Verschiebung des Nullmeridians nach Ost um 20° (§ 40). Nur unbedeutend überschreitet die „Alte Welt" mit ihren äußersten Ausläufern im NO (Ostspitze Asiens) und SO (Neuseeland) den Grenzkreis dieser östlichen Halbkugel d. h. den 160. Meridian östl. Gr. Die geschlossene Masse der Alten Welt überwiegt mit 93 Mill. qkm an Fläche beträchtlich diejenige der Neuen oder Amerikas (42 Mill. qkm mit Einschluß des arktischen Archipels), um so mehr, wenn wir zu ersterer die abgesprengten Glieder der austral-asiatischen Inselwelt nebst Australien selbst hinzunehmen. Der östliche Teil des Kontinentalblocks übertrifft also den westlichen um mehr als das Doppelte. Getrennt von diesen beiden Hauptmassen lagert sich die wesentlich kleinere antarktische Landmasse (14 Mill. qkm) rings um den Südpol.

Erdteile und Einzelozeane. Der auffallendste Zug in dem Umrißverlauf der Alten Welt ist die südwärts gerichtete Auskeilung in zwei plumpe Endstücke — Südafrika und Australien. Dadurch gewinnt der dritte der großen Ozeane, der zwischen beiden gelegene Indische, seine selbständige Bedeutung. Nach Süden sich stetig erweiternd, steht das Becken dieser Weltmeeres (73½ Mill. qkm, wenn bis an die Grenzen der Antarktis gerechnet) dem des Atlantischen (81½) an Größe nur wenig nach. Im Süden Afrikas, dessen Endland den 35° S nicht überschreitet, umfaßt die breite Verbindungszone des Indischen und Atlantischen Ozeans reichlich 30 Breitengrade. Südlich von Australien (45° S) beträgt dieselbe zwischen dem Indischen und Großen Ozean nur 20 Breitengrade.

Eine weitere Gliederung der drei Hauptozeane durch den Kontinentalblock tritt uns nur beim Atlantischen aus der Karte entgegen, indem sich das atlantische Tal mit seinen verhältnismäßig parallelen Gestaden zwischen Westafrika und der Ostspitze Südamerikas bis auf 3000 km verengt und damit das nordatlantische vom südatlantischen Becken scheidet, jedoch ohne daß die Grenze auch durch eine unterseeische Querschwelle etwa verschärft würde.

Dagegen zerlegt eine den Kontinentalblock quer durchziehende mächtige Bruchzone dessen westlichen und östlichen Flügel in mehr oder weniger abgegliederte Landmassen, für welche sich seit alter Zeit der Name der Erdteile schlechtweg oder der Festländer (Kontinente)[30]) ausgebildet hat. Diese Bruchzone verläuft in mächtigem Bogen durch die Landmassen und markiert sich am deutlichsten durch die großen und tiefen Einbruchs- oder Einsenkungsbecken der zwischengelagerten Mittelmeere.

Sie gliedert vor allem nach zwei Seiten den größten der Erdteile, Europa-Asien oder kurz „Eurasien" genannt, ab; schärfer nach Südosten, wo zwischen 10° N und 10° S das tropische inselreiche „Australasiatische Mittelmeer" den kontinentalen Zusammenhang mit dem Südkontinent

[30]) A. Hettner (Die Terminologie der Oberflächenformen Geogr. Zeitschr. XVII. 1911, 135) bekämpft die Übertragung des Wortes Kontinent durch „Festland", weil auch Inseln Festland seien, doch ist auch ihm kein geeignetes Wort für Kontinent bekannt. Was sich derart eingebürgert hat, bietet kaum Gefahr der Verwechslung.

Australien völlig unterbricht. Das langgestreckte, fast ganz geschlossene Romanische Mittelmeer (30° - 45° N) scheidet die gedrungenen Massen Afrikas von den reichgegliederten Südküsten des westlichen Eurasiens, und das tropische Amerikanische Mittelmeer (10° -30° N) teilt die Neue Welt in die einander ähnlichen Dreiecksmassen von Nordamerika und Südamerika.

Nun ist bekannt, daß Europa, der westliche Ausläufer jenes größten Kontinents Eurasien — ein Name, den erst die Wissenschaft unserer Tage ihm beigelegt hat, — seit Beginn wissenschaftlicher Geographie als selbständiger Erdteil gegolten hat; und in der Tat rechtfertigen dies zahlreiche geographische Verhältnisse, die später zu entwickeln sind, vollkommen. Denn es wird gelingen, diesen Erdteil Europa als eigenartig gestaltet, sowie eigenartig auf Klima, Organismen und Menschen wirkend, und zwar — das ist der springende Punkt — im Vergleich mit den übrigen Erdteilen, nachzuweisen. Aber vom Standpunkte der reinen Morphologie, wie sie uns jetzt beschäftigt, gehören Europa und Asien einer einzigen Landmasse an, da eine ähnliche Scheide erster Ordnung, wie sie durch die oben geschilderte Bruchzone bewirkt ist, zwischen Europa und Asien nicht besteht.

Nimmt man für jetzt alle auf dem Kontinentalsockel der Einzelerdteile ruhenden Inseln als zugehörige Stücke derselben an, so verteilt sich das Areal der bekannten Landfläche etwa wie folgt. Die echtozeanischen Inseln können ihrer Kleinheit wegen hierbei vernachlässigt werden. Annähernd ordnen sich die Erdteile auch in gleicher Weise nach ihrer mittleren Erhebung über dem Meeresboden[31]).

	Fläche	Mittlere Höhe
Die Alte Welt	93 Mill. qkm	rund 725 m
Die Neue Welt	42 „ „	„ 650 m
oder		
Eurasien	54,2 „ „	„ 830 m
Afrika	29,8 „ „	„ 650 m
Australien	8,9 „ „	„ 350 m
Nordamerika	24,1 „ „	„ 715 m
Südamerika	17,8 „ „	„ 580 m
Antarktis	14,0 „ „	„ 2000 m (?)
zum Vergleich		
Asien	44,2 „ „	„ 950 m
Europa	10 „ „	„ 300 m

§ 124. Die kontinentale Gliederung[32]). Obwohl man in der rohen Umrißgestalt der Einzelkontinente mannigfache Anklänge an einfache geometrische Figuren oder nicht selten Ähnlichkeiten untereinander zu ent-

[31]) Vergl. wegen dieser Werte Wagner (1895) a. a. O. 742 ff. Obige Zahlen der mittleren Höhe entspringen nicht einer neuen eigenen Berechnung, sondern einer kritischen Auswahl und Abrundung anderweit berechneter Mittelwerte. Für Südamerika ist die Berechnung H. Haacks (Inaug.-Diss., Halle 1896) eingestellt, für Nordamerika die Bestimmung durch E. Kossinna auf Grund der Gannetschen Höhenschichtenkarte (a. a. O. 49). Eine Berechnung, von Lorentzen in Kiel ausgeführt, ergab für Asien den Wert 940 m (Diss. Kiel, 1906). Penck nimmt (Scobels Geogr. Handbuch 1909, I, 125) jetzt nur noch für Nordamerika (730), Afrika (670), Australien (360) etwas größere Zahlen an, nähert sich im übrigen gegenüber seinen Berechnungen von 1894 (Morph. I, 151) obigen Angaben. Wegen der mittleren Höhe des Südpolarlandes vergl. Anm. 21. — [32]) Vergl. hierzu W. Prechts Untersuchungen über horizontale Gliederung, Erg.-Heft z. Zeitschr. für wissenschaftl. Geogr. 1889); A. Hettner, Typen der Land- und Meeresräume (Ausland 1891).

decken vermag, so kann man diesen Betrachtungen doch nur insofern Bedeutung zuschreiben, als sie dem Gedächtnis manche Anhaltspunkte für die Auffassung der Formen bieten. Irgendwelche Gesetzmäßigkeit besteht nach unsern jetzigen Kenntnissen bei der großen Gliederung nicht. Doch wollen die Formen beschrieben sein. Hierbei soll uns nicht das logische System der Klassifikation die Hauptsache bilden, sondern die Aufstellung von typischen Formen den Wegweiser bieten, um den Blick auf die Karte zu heften. Der Leser muß im Einzelfall selbst zu entscheiden suchen, ob die klassifizierende Bezeichnung eines Gebildes treffend ist, und wo möglich die angeführten Beispiele sich selbst durch andere zu ergänzen suchen.

Für jetzt handelt es sich für unsere Betrachtung immer nur um die aus der Weltkarte ins Auge springenden Großformen der Kontinentalmassen; die feinere Gliederung und Ausgestaltung ihrer Ränder, die wir als Kleinformen zusammenfassen wollen, werden uns erst später beschäftigen.

Wir schreiben jedem Kontinent eine bestimmte Grundform, einen Rumpf, zu, bei dem wir von allen einzelnen Vorsprüngen der Festlandsmasse oder ihrer Zergliederung durch Meeresabschnitte absehen. Kein einziger Erdteil besitzt die ungegliedertste und massenhafteste aller Umrißformen, die Kreisform oder besser die einer geschlossenen Kugelkappe (Kalotte), vielmehr weichen sie sämtlich sehr beträchtlich von einer solchen ab. Ihre Küsten selbst haben nur selten auf längere Strecken einen gebogenen Verlauf; wo es der Fall, haben wir es mit einem besonders plumpen Kontinentalgebilde zu tun wie bei Afrika und Australien. Meist laufen die Kontinentalküsten unter einem Winkel zusammen, so daß die Dreiecksgestalt wie bei Nord- und Südamerika, oder die des Fünfecks, wie bei Eurasien, ins Auge springt.

Der Name von Endländern[33]) ist für die großen kontinentalen Zuspitzungen, in denen sich nach dieser oder jener Seite der Rumpf des Erdteils verjüngt, nicht unzweckmäßig. Die auffallendste Erscheinung im Erdantlitz ist die bereits erwähnte Zuspitzung der drei Südkontinente; am ausgeprägtesten ist das Endland bei Südamerika; bei Afrika umfaßt es fast die Hälfte des Kontinentes; bei Australien markiert es sich im Grunde nur durch die vorgelagerte Insel Tasmanien, die durch eine ganz flache Meeresstraße vom Kontinent getrennt wird. Auch das Hochland von Mexiko ist als echtes Endland anzusehen, wenngleich seine Trennung von Zentralamerika nicht völlig durchgeführt ist. In Endländer laufen auch Nordamerika nach NW (Alaska) und Asien nach NO (Tschuktschen-Halbinsel) aus und schließen dadurch den großen Ozean im Norden ab. Als Endland ist schließlich Europa aufzufassen, wenn wir Eurasien als eine einheitliche kontinentale Masse ansehen.

Als Zwischenländer[34]) hat man festländische Verbindungsstücke zwischen Kontinentalmassen bezeichnet, weil sie gleichzeitig eine trennende Schranke zwischen zwei benachbarten Meeren bilden. Die typische Form sehen wir in Zentralamerika, wenngleich dieses vermöge seiner auffallenden Abschnürung an den Enden und seines Oberflächenbaues dem Verkehr der zu verbindenden Erdteile wenig Anhalt bietet. Ein Zwischenland ist Syrien und in gewissem Sinn ganz Arabien zwischen Asien und Afrika. Doch können auch die Verbindungsstücke äußerer kontinentaler Glieder mit

[33]) Precht a. a. O., 10. — [34]) Precht, a. a. O., 8.

dem Rumpf des Erdteils Zwischenländer bilden. Je nach der eigenen Abgliederung des Zwischenlandes wird man dieses den Gliedern oder dem Rumpfe des Kontinentes beizählen müssen. Finland und Frankreich betrachten wir als Zwischenländer, jenes ist ein Glied, Frankreich ein Rumpfteil Europas.

Verschmälert sich das Zwischenland im Verhältnis der benachbarten Gebiete beträchtlich, so spricht man von Landengen oder Isthmen. Sie haben als verhältnismäßig leicht zu überwindende Naturschranken des Verkehrs die hervorragendste Bedeutung, und dies um so mehr, je ausgedehntere Kontinentalmassen sie verbinden (Landengen von Sues und von Panama).

Halbinseln nennen wir die Stücke der Landmassen, welche vom Rumpf derselben längs ihres Umfanges mehr oder weniger deutlich durch nasse Grenzen abgegliedert sind. Dies kann einmal durch Eingriffe des Meeres geschehen, welches die flachen Umgebungen solcher Festlandstücke überflutet, wie beispielsweise Malakka dadurch zur Halbinsel geworden ist, oder wie die flache Ostsee Skandinavien und die Hudson-Bai Labrador zur Halbinsel gemacht haben. Häufiger ist der Fall, daß kontinentale Massen aus dem Rumpf herausgebrochen und in die Tiefe gesunken sind (Tafelbrüche), wodurch dem Meer in der Form tief in das Land schneidender Buchten der Zutritt gewährt wird; Arabien, Korea Kamtschatka, die südeuropäischen Halbinseln, Kleinasien sind dadurch zu Halbinseln geworden. Auf diese Weise können Landstücke immer mehr den ursprünglichen Zusammenhang mit dem Stammland verlieren. Man hat sie als abgegliederte Halbinseln bezeichnet. Umgekehrt kann eine Erdscholle, die einem Kontinent benachbart ist, dadurch, daß sich der Boden des trennenden Meeres hebt oder durch Aufschüttung trocken gelegt wird, demletzteren als Halbinsel angegliedert werden, wie Vorderindien an Asien. — In bezug auf Größe und Gestalt, wie auf das Verhältnis, in welchem die meerumspülten Küsten zur festen Landgrenze stehen, kommen auf der Erde die verschiedenartigsten Halbinseln vor. Abgerundete Vorsprünge des Kontinentalrumpfes, wie Westafrika oder das östliche Südamerika rechnen wir nicht zu den Halbinseln. Von Endländern hat der Sprachgebrauch jedoch mehrere unter diese Gruppe gestellt (Alaska). Aber eine Halbinsel ist ein Glied der Landmasse, an welche sie angeheftet ist, und muß sich daher auch nach dem plastischen Bau des Verbindungsstückes einigermaßen leicht vom Rumpfe trennen lassen, ohne diesen in seiner Grundgestalt zu beeinträchtigen. Als Landgrenze ist daher nicht immer die kürzeste Verbindungslinie zwischen den Eckpunkten der einspringenden Küstenwinkel zu nehmen. Selten wird die trockene Grenze mehr als $^1/_4$ des Gesamtumfangs der Halbinsel ausmachen. Je schmaler das verbindende Landstück im Verhältnis zur Meeresgrenze und je senkrechter die Achse der Halbinsel gegen diese Landgrenze gerichtet ist, ein um so selbständigeres Glied wird sie darstellen. — Auch die gegenseitige Größe spielt dabei eine Rolle. Es ist also eine gewisse Summe von Merkmalen in Betracht zu ziehen, und daher begreiflich, wenn Zweifel über die Halbinselnatur einzelner Landstücke auftauchen.

So wird dem östlichen Vorsprung Afrikas, Somali-Land, und ebenso Hinterindien zuweilen der Halbinselcharakter abgesprochen; im letzteren Fall aber doch mit Unrecht in Anbetracht der begrenzenden Meeresbuchten.

Wenn das Verbindungsstück zwischen Halbinsel und Kontinent zur Landenge wird, so erscheint der Ausdruck einer Fastinsel (wie z. B. bei der Krim) kein ungerechtfertigter. — Weitaus der halbinselreichste Kon-

tinent ist Eurasien und im besonderen Maße Europa; trotzdem würde der Rumpf Eurasiens nach Abtrennung sämtlicher Halbinselglieder keine wesentlich andere Gesamtgestalt erhalten. Noch weit weniger ist dies bei den andern Kontinenten der Fall. Nur Europa allein würde in solchem Falle zur Gestalt eines dreieckigen Endlandes zusammenschrumpfen, das mit dem jetzigen Erdteil wenig Ähnlichkeit mehr hätte.

Die Inseln. Es ist nach dem Obigen klar, daß die völlig von Wasser umgebenen Landstücke, welche sich in der Nähe größerer Landmassen befinden, sich von den Halbinseln vielfach nur durch den Grad der Abgliederung unterscheiden. Sie sind in der Mehrzahl durch Überflutung oder völlige Zerstörung verbindender Landbrücken zu Inseln geworden. Zahlreiche Inseln würden durch einen geringen Rückzug des Meeres wieder landfest werden. Als unselbständige Inseln müssen die längs der Meeresküsten aufgereihten „Küsteninseln" angesehen werden, welche bei ihrer Kleinheit daher auf Übersichtskarten zum großen Teile verschwinden. Fast alle größeren Inseln lassen sich als Bruchstücke benachbarter Kontinente nachweisen, sei es, daß sie wie Großbritannien und Irland noch auf dem Sims der Kontinentaltafel oder dem Schelf (S. 272) ruhen, sei es, daß sie durch tiefere Einsenkungen des Kontinentalabhanges von ihnen abgerückt erscheinen. Man nennt sie daher „Kontinentalinseln"; unter ihnen bilden die Küsteninseln also nur eine untergeordnete Gruppe. Demgegenüber fehlt den echtozeanischen Inseln dieser nähere Zusammenhang, sie ragen auf isolierten unterseeischen Erhebungen empor und pflegen selten eine ansehnliche Größe zu haben. Auch sie können wieder von Küsteninseln begleitet sein. Näheres in § 189—194.

Es gibt unter den Kontinentalinseln nur eine, welche den großen Halbinselgliedern Asiens an Größe gleichkommt: Grönland (2200000 qkm); nur 5, welche den Gliedern Europas entsprechen: Neuguinea (785000), Bórneo (734000), Madagaskar (592000), Baffinsland (600000), Sumátra (421000), und weitere 11 von mehr als 100000 qkm. Der Gesamtheit der Inseln kann (von unbekannten polaren Gebieten abgesehen) ein Areal von $9{,}_7$ Mill. qkm gegeben werden[35]). Die Gesamtfläche entspricht also etwa derjenigen Europas.

§ 125. Das Maß der horizontalen Gliederung[36]). Es ist noch ein Rest aus den Zeiten, in denen unsere Karten sich fast ganz auf Wiedergabe der horizontalen Umrisse beschränkten, wenn man auf Feststellung eines ziffernmäßigen Ausdrucks für die größere oder geringer Vielgestaltigkeit eines von nassen Grenzen abgeschlossenen Erdraums so großen Wert legt, wie dies neuerdings wieder geschieht. Übrigens ist klar, daß diese Frage nur ein Spezialfall für einen irgendwie begrenzten Erdraum ist. Alle zu schildernden Methoden lassen sich z. B. ebenso auf ein von politischen Grenzen umschlossenes Staatsgebiet anwenden und gehören daher, streng genommen, in das Kapitel einer eigenen Grenzlehre. Indessen berührt dies Lehrbuch viele allgemeine Fragen nur an der Hand bestimmter Fälle, die sich zur Erläuterung besonders eignen.

1. Die anschaulichste Methode zur Bestimmung der horizontalen Gliederung besteht in dem Vergleich des Flächeninhalts der Glieder eines Erdraums mit dem seines Rumpfes. Denn zunächst gehört

[35]) Wagner, 1895, a. a. O. S. 711. — [36]) Penck I, Morphologie 1894 (117 bis 124), woselbst auch Literatur über alle älteren Versuche, die Gliederung zu messen; berichtigte Zahlen gibt Penck in Scobels Geogr. Handb., 5. Aufl., 1909, I, 122—124.

zur Wirkung eines Landstücks auf Klima und als Boden für die Ausbreitung von Organismen und den menschlichen Verkehr eine gewisse zu den Nachbargebieten in Beziehung stehende Größe. Daher ist in jenem Verhältnis der Flächen die Bedeutung ausgedrückt, welche die randlichen Teile oder die Glieder für Erweiterung solcher Wirkungen eines Kontinentes oder sonstigen Landes besitzen.

Die Schwierigkeit liegt hierbei in der Entscheidung, ob wir es mit einem zum Rumpfe gehörenden Endland oder einer Halbinsel zu tun haben, was nur durch eine Betrachtung des inneren Baues gelöst werden kann, sodann aber in der richtigen Abgrenzung der Halbinseln. Doch spielt letzterer Punkt für das Gesamtergebnis keine wesentliche Rolle, da man in allen Fällen nur auf abgerundete Zahlen abzielen wird. Wichtig ist, daß dies Verfahren gestattet, die Inseln gleichzeitig mit als Glieder in Berechnung zu ziehen; jedoch erheischt die Frage der Zugehörigkeit dieser oder jener Insel oder Inselgruppe zu einem benachbarten Festland nicht selten eine schwer zu treffende Entscheidung. Den näheren Nachweis über diese Punkte den entsprechenden Abschnitten des Länderkunde vorbehaltend, nehmen wir für die kontinentale Gliederung folgende Verhältnisse an (in Mill. qkm):

	Gesamtfläche	Halbinseln	Inseln	also Rumpf	Glieder	Glieder Proz.
Eurasien	$54._{15}$	$10._{61}$	$3._{45}$	$40._{06}$	$14._{09}$	26
Europa	$9._{97}$	$2._{70}$[37])	$0._{75}$	$6._{52}$	$3._{45}$	$34._{6}$
Asien	$44._{18}$	$7._{91}$[38])	$2._{70}$	$33._{54}$	$10._{64}$	24
Nordamerika	$24._{1}$	$2._{01}$[39])	$4._{1}$	$17._{95}$	$6._{15}$	$25._{5}$
(im engern Sinn)[40])	$(23._{1})$	$(1._{87})$	$(3._{9})$	$(17._{37})$	$(5._{77})$	$(25._{0})$
Australien	$8._{90}$	$0._{42}$	$1._{30}$	$7._{18}$	$1._{72}$	19
Afrika	$29._{82}$	—	$0._{62}$	$29._{20}$	$0._{62}$	$2._{1}$
Südamerika	$17._{78}$	$0._{05}$[41])	$0._{15}$	$17._{58}$	$0._{20}$	$1._{1}$

Während also bei Europa $^1/_3$ der Gesamtfläche auf die Glieder entfällt, bei Asien und Nordamerika etwa $^1/_4$, bei Australien $^1/_5$, verschwinden dieselben bei Afrika und Südamerika. Freilich, wenn man Glieder als Bereicherungen der Kontinente auffaßt, so geben auch diese Zahlen z. T. eine falsche Anschauung, weil sie uns nichts über ihre Lage aussagen. Wie groß ist der Unterschied hierin zwischen Asien und Nordamerika. Dort sind fast alle Halbinseln und Inseln auf der äquatorialen Süd- und Ostseite gelegen, hier sind sie zum weitaus größten Teil der unwirtlichen polaren Seite zugekehrt.

2. Die Zugänglichkeit des Innern der Kontinente wird durch die Bestimmung der mittleren Meerferne gleichfalls bis zu einem gewissen Grade zur Anschauung gebracht[42]). Bei dieser Methode sucht man die

[37]) Einschließlich des entschieden zu den Gliedern Europas zu rechnenden Zwischenlandes Finland; Penck erhält ohne Finland für Europas Glieder nur 27% (a. a. O. 1909, 122). Gegenüber den früheren Auflagen sind beim Inselareal Europas, dem jetzt 750000 qkm gegeben werden, die späteren Arealberechnungen für Spitzbergen und Franz-Joseph-Land mit 86400 qkm statt früher 120000 qkm eingestellt (vergl. Pet. Mitteil. 1904, S. 56). — [38]) Einschließlich Hinterindien. — [39]) Einschließlich Neu-Schottland, Melville, Boothia, Halbinsel Alaska (nicht das Territorium) und Kenai, welche Glieder auszuschließen (Penck, Morphologie I, 120) keine Veranlassung ist. — [40]) Es ist die Frage, ob es sich vom morphologischen Standpunkt rechtfertigt, Zentralamerika (753000 qkm) und Westindien (238000 qkm) zu Nordamerika zu stellen. Ohne diese Gebiete wird indessen das Verhältnis von Rumpf und Gliedern bei Nordamerika wenig geändert. — [41]) Einschließlich des Isthmus von Darien bis zur Landenge von Panama. — [42]) Vergl. K. Rohrbach, Über mittlere Grenzabstände (Pet. Geogr. Mitteil. 1890 mit Tafeln), und Penck (I. 123).

Landflächen durch Kurven gleichen Grenzabstandes in Zonen einzuteilen und, indem man die Flächen der letztern planimetrisch ausmißt, auf dem gleichen graphischen Wege wie bei der hypsographischen Kurve (S. 272) den mittleren Grenzabstand des betreffenden Landes zu bestimmen.

Diese Zahlen geben an sich noch wenig Anschauung (da sie selbstverständlich bei kleinen Flächen klein, bei großen groß sind). Bezeichnet man die Areale, welche keinen größeren Küstenabstand als den mittleren haben, als „küstennahe", die anderen als „küstenferne", so erhält man folgende Übersicht in Prozenten[43]):

	Mittlerer Küsten-Abstand	Küstennahe Gebiete	Küstenferne Gebiete
Europa	340 km	62%	38%
Asien	780 „	61 „	39 „
Nordamerika	470 „	58 „	42 „
Südamerika	550 „	56 „	44 „
Australien	350 „	55 „	45 „
Afrika	670 „	53 „	47 „

3. Mit Vorliebe hat man das Maß der horizontalen Gliederung auch dadurch zu erläutern gesucht, daß man die Küsten-(Grenz-)Länge eines Gebietes zu seinem Flächeninhalt in Beziehung gesetzt hat, um somit die Küsten- (Grenz-) Entwicklung zu bestimmen. Dies kann logisch nicht wohl unmittelbar geschehen, weil man nur geometrische Gebilde derselben Gattung vergleichen kann. Anders, wenn man die Küsten- (Grenz-) Länge (L) eines Landes mit dem Umfang einer Figur vergleicht, welche bei gleichem Flächeninhalt (F) den kleinsten Umfang (U) besitzt. Dies ist in der Ebene der Kreis, auf der Kugel die Kugelkappe. Bei Landflächen bis zu 1 Mill. qkm genügt meist die Bestimmung des Minimalumfangs aus dem Kreis[44]).

Wenn es sich für uns auch jetzt nur um die rohe Umrißlinie der Kontinente, nicht um die Küstengliederung im einzelnen handelt (§ 184 und 185), so leiden doch auch in dieser Beschränkung alle Versuche an der großen Schwierigkeit, diese Umrißlinie zu bestimmen (vergl. S. 249). Bedingung

[43]) Nach Rohrbach a. a. O., 84 u. 91; Penck (1909, p. 124) gibt etwas abweichende Werte und wie Rohrbach auch solche für Abstufungen der Meerfernen von 0—250 km, 250—500 km, 500—1000 km usf. — [44]) Der Umfang des Kreises (U), welcher mit einem Gebiet gleichen Flächeninhalt (F) hat, findet sich leicht aus der Gleichung $r^2\,\pi = F$ oder $4\,r^2\,\pi^2 = 4\,\pi F$ zu

$$U = 2\,r\,\pi = \sqrt{4\,\pi\,F}. \qquad (1)$$

Die Kugelkappe ist an Flächeninhalt bekanntlich gleich dem mit ihrer Sehne (a) gezogenen Kreise (vergl. S. 225), also $F = a^2\,\pi$. Ist r der Radius des zugehörigen Grenzkreises, h die Höhe der Kugelkappe, R der Erdradius und $O = 4\,R^2\,\pi$ die Erdkugeloberfläche (= 510 Mill. qkm), so ist nach bekannten geometrischen Beziehungen

$r^2 = a^2 - h^2$ und $a^2 = h \,.\, 2\,R$ (oder $h = a^2 : 2\,R$), folglich

$$r^2 = a^2 - \frac{a^4}{4\,R^2} \text{ oder } 4\,\pi^2\,r^2 = 4\,\pi^2\,a^2\left(1 - \frac{a^2}{4\,R^2}\right) = 4\,\pi \,.\, a^2\,\pi\left(1 - \frac{a^2\,\pi}{4\,R^2\,\pi}\right);$$

wird nun $a^2\,\pi = F$ und $4\,R^2\,\pi = O$ eingesetzt, so ist

$$U = \sqrt{4\,r^2\,\pi^2} = \sqrt{4\,\pi \,.\, F\left(1 - \frac{F}{O}\right)} = \sqrt{4\,\pi\,F} \,.\, \sqrt{\frac{O - F}{O}} \qquad (2)$$

Der erste Faktor entspricht nach (1) dem Umfang des Kreises (r); man kann also leicht aus dem zweiten Faktor schließen, von welcher Grenze an man diesen letzteren ganz vernachlässigen darf. Ist $F = 1$ Mill. qkm, so ist $O - F = 509$ Mill. qkm, also der zweite Faktor (509 : 510) von 1 wenig verschieden.

ist also, daß man sie auf Karten gleichen Maßstabes und womöglich auf solchen, die von demselben Kartographen gezeichnet sind, ausmißt, indem dann die Generalisation ziemlich gleichmäßig durchgeführt sein wird. Erst auf diese Weise erhält man untereinander vergleichbare Zahlen. Es kann daher nicht verwundern, wenn alle Autoren zu recht verschiedenen Resultaten gekommen sind. Eine neuere Berechnung der rohen Küstenlänge (L)[45]) ergibt folgende Zahlen:

	Flächeninhalt des Festlandes ohne Inseln	Kleinster Umfang l	Rohe Küstenlänge L	Küstenentwicklung $U : L$
Nordamerika	$20,_0$ Mill. qkm	15500 km	75300 km	$1 : 4,_9$
Eurasien	$50,_7$ „ „	23950 „	107800 „	$1 : 4,_5$
Europa	$9,_2$ „ „	10700 „	37200 „ [46])	$1 : 3,_5$
Asien	$41,_5$ „ „	21900 „	70600 „ [46])	$1 : 3,_2$
Australien	$7,_6$ „ „	9700 „	19500 „	$1 : 2,_0$
Südamerika	$17,_6$ „ „	14600 „	28700 „	$1 : 2,_0$
Afrika	$29,_2$ „ „	18600 „	30500 „	$1 : 1,_6$

Die Küstenentwicklung Nordamerikas ist also z. B. ungefähr $2\frac{1}{2}$mal so groß als die der drei südlichen Kontinente. Die Methode gestattet die Einbeziehung der Inseln nicht.

§ 126. Die Gliederung der Ozeane[47]). Die Umrandung der großen Meeresbecken ist durch die Gestadelinie der Kontinente gegeben. Wo zwei oder mehrere offene Stücke derselben in hohlen Winkeln zusammenstoßen, entsteht die Meeresbucht oder der Meerbusen. Wo dagegen Stücke der Festlandsränder sich zu sack- oder schlauchartigen Gebilden zusammenschließen oder sie an ihren mehr oder weniger zusammengebogenen Enden durch Inselkränze verbunden werden, gliedern sich Nebenmeere ab. Meerbusen und Nebenmeere entsprechen also in gewissem Sinn bei der ozeanischen Gliederung dem, was man bei der kontinentalen als Halbinseln und Inseln zu bezeichnen pflegt, und zwar gehören im allgemeinen die Meerbusen zu den angegliederten, die Nebenmeere zu den abgegliederten Meeresteilen.

Was zunächst die Meerbusen betrifft, so bedarf es eines Blickes in die Tiefe des Meeres, um zu erkennen, ob wir es hierbei in Wahrheit mit seitlichen Erweiterungen der großen Ozeanbecken zu tun haben oder nicht. Wie die meisten Halbinseln durch eine Senkung des Meeresspiegels um rund 200 m verschwinden würden, so auch die große Mehrzahl der Ausbuchtungen der Gestadelinie, die man deshalb als Schelfbuchten zusammenzufassen vorgeschlagen hat[48]). Dagegen bleibt eine Minderzahl gewaltiger offener Meerbusen bestehen, die man zumeist den kontinentalen Endländern gegenüberstellen kann. In diesen nimmt die Tiefsee den weitaus größten Teil der Fläche ein und sie greifen nur mit der innersten Umrandung auf den kontinentalen Sockel über.

[45]) Die Küstenlänge nach Penck (I, 121 und Scobels Handbuch 1909, I, 123), der sie auf Habenichts Wandkarten der Erdteile (im Maßstab 1 : 6 bezw. 1 : 3 Mill.) maß. Eine Nachmessung bei Europa auf der gleichen Karte ergab 5% mehr. — [46]) Um die Manytschniederung als Grenze anzunehmen, ist die Penckschе Zahl für Europas Küstenlänge um 700 km gekürzt, und diese sind Asien zugelegt. — [47]) O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie I, 1907, 49 ff., woselbst die Mehrzahl der bisherigen Klassifikationen der Meeresräume einer kritischen Durchsicht unterzogen ward. — [48]) Krümmel a. a. O., I, 46.

Als solche typische offene ozeanische Meerbusen springen uns der Golf von Guinea im W. Afrikas, der Arabische und Bengalische Meerbusen zu beiden Seiten der Halbinsel Vorderindien aus einer die Meerestiefen veranschaulichenden Weltkarte sofort ins Auge (Atlas, Taf. 6). Ihnen reihen sich drei andere aus wesentlich stumpferen Winkeln gebildet an, der Peruanische (auch Golf von Arica genannt) an der Westseite Südamerikas, der von Sansibar an der afrikanischen Ostseite und der südaustralische. Drei weitere von erster Ordnung sind bis heute ohne allgemein anerkannten Namen geblieben, der Große Busen im S. des Endlandes Alaska (Ihinkliten-Bucht?), der westatlantische im O. Floridas und der mehr keilförmig sich verjüngende Golf, der sich zwischen den Sundainseln und Australien ostwärts einschiebt. Wer dem Meeresbecken im O. Australiens nicht das Kennzeichen eines Randmeeres zuerkennen will, wird auch dieses den großen ozeanischen Meerbusen zurechnen. Die Formen wiederholen sich in kleinerer Gestalt im Golf von Vizcaya an der europäischen Westküste oder in den Golfen von Campeche und Honduras im amerikanischen Mittelmeer sowie der Grabenbucht von Aden im N. der Somali-Halbinsel. Der offene, tiefe und breite Zugang zum benachbarten Hauptmeer ist also das maßgebende; ob im Hintergrund der Umrandung sich eine Lücke zeigt, ist von nebensächlicher Bedeutung, zumal letztere im morphologischen Sinn immer einer Landschwelle, dem Schelf, angehören wird.

Je nach Umrißgestaltung oder Bodenrelief wird man noch mancherlei Unterarten von Meeresbuchten unterscheiden können, die uns hier, wo wir es mit der großen ozeanischen Gliederung zu tun haben, weniger beschäftigen. Selbstverständlich fehlt es nicht an Übergängen der mehr oder weniger geschlossenen Meerbusen zu den Nebenmeeren. Sie lassen es begreiflich erscheinen, warum manche derselben einen Doppelnamen führen und bald als Meer, bald als Meerbusen bezeichnet werden. Das Rote Meer heißt auch der Arabische Golf, das Persische Meer auch Persischer Golf.

Treten sich Gegengestade auf längere Erstreckung in mehr oder weniger parallelem Verlauf nahe gegenüber, so bildet sich das Kanal- oder Zwischenmeer, im allgemeinen eine seltenere Erscheinung im Vergleich mit dem häufigen Fall, daß die gegenseitige Annäherung auf Vorsprünge der Landmassen beschränkt ist, die alsdann eine Meeresstraße oder eine Meerenge zwischen sich lassen (§ 195).

Zwischenmeere kleinerer Ausdehnung sind „der Kanal" zwischen England und Frankreich, ferner Skagerrak und Kattegat, der Griechische Archipel. Als wirklicher Teil des Ozeans muß dagegen „der Kanal von Mozambique" gelten. Ähnlichen Gebilden fehlt anderwärts noch der Name überhaupt, so dem Kanalmeer zwischen Timor und Nordaustralien (Timor-See?), oder dem mächtigsten derselben zwischen Grönland und Labrador (Labrador-Meer?). Als Straßenmeer kann füglich das Gewässer des arktischen Archipels im Norden Amerikas bezeichnet werden.

Unter dem Begriff der Nebenmeere faßt man alle von den Ozeanen durch Landvorsprünge, Halbinseln, Inseln und Inselketten schärfer abgezweigten Meeresbecken zusammen. Nur selten wird man sie als Teile des Ozeans ansehen können, welche durch kontinentale Landbildung von demselben abgegliedert sind, wie dies im kleineren Maßstabe längs der Küsten allerdings vielfach vorkommt. Zumeist handelt es sich um neugewonnene Erweiterungen des Ozeans. Dies ist teils durch Überflutung flacher Partien der Kontinentaltafel oder des Schelfs geschehen (Überspülungs- oder Transgressionsmeere), teils indem ursprüngliche Landschollen in die Tiefe sanken und damit dem eindringenden Meere größeren Raum gewährten

(Einbruch- oder Ingressionsmeere)[49]). Der Boden der Nebenmeere ist demnach im wesentlichen ein Bestandteil des Kontinentalsockels. Je nach Zahl, Breite und Tiefe der diese Nebenmeere mit dem Ozean verbindenden Meeresstraßen wird ihre Selbständigkeit eine mehr oder weniger vollkommene sein.

Wegen der Breite des Zugangs tragen daher einige den Namen der Golfe (Kalifornischer Golf, St. Lorenz Golf) und andere wie das Neuseelandmeer zwischen Australien und Neuseeland gelten manchem überhaupt nicht als Nebenmeer.

Nach dem Gesagten bildet die Lage der Nebenmeere im Verhältnis zu den kontinentalen Massen folgerichtig den obersten Einteilungsgrund in Mittel- und Randmeere. Sind die Becken eingebettet zwischen die großen Landmassen, die wir Kontinente nennen, so gebührt ihnen der Name des Mittelmeeres mit Recht[50]). Wir haben daher in Wahrheit nur vier Mittelmeere auf der Erde, die zugleich die größten Nebenmeere überhaupt darstellen und je aus einem ganzen System von Einzelbecken zusammengewachsen sind. Dahin gehört das Nördliche Eismeer, mit Unrecht früher den Ozeanen ebenbürtig an die Seite gestellt, das Amerikanische Mittelmeer, das Romanische oder das „Mittelmeer" schlechthin im Süden unseres Kontinents und endlich das Australasiatische. In gewissem Sinne gehört auch das Rote Meer zu dieser Gruppe.

Deutlich sagt der Name des Randmeeres[51]), daß sich eine Seite desselben an eine Außenseite eines Kontinents anlehnt. Die Vorderseite wird daher durch vorspringende Halbinseln oder Inselkränze vom Ozean getrennt, und dadurch unterscheidet sich das Randmeer vom Golf.

In typischer Form ist die Ostseite Asiens von vier Randmeeren begleitet. Auch die zum Australasiatischen Mittelmeer gerechneten Becken der China See (Südchinesisches Meer) und die Andamanen See (Meerbusen von Pegu) sind Randmeere. Weniger deutlich treten sie bei Australien auf, doch sind Arafura See, Carpentaria Golf im N. und Baß Straße im S. als solche aufzufassen. Weniger ausgeprägt ist dieses Kennzeichen bei dem mächtigen Meeresbecken im O. Australiens, das zwar im NO. durch Salomonen und Hebriden, im SO. durch Neuseeland schärfer umrandet ist, aber im S. durch ein breites Tor von bedeutender Tiefe mit den südlichen Gewässern in unmittelbarer Verbindung steht. Bei Europa gehören die Irische See und die Nordsee hierher, im Eismeer die Kara See, bei Amerika der St. Lorenz Golf und der Kalifornische.

Keines der genannten Randmeere ist durch vorgelagerte Kontinentalmassen so stark in das Innere der Kontinente gerückt wie Ostsee und Hudsons Bai; sie sind Binnen-Randmeere. Als flache Überspülungen niedrigen Tafellandes hat man sie auch Pfannenmeere genannt. Auch das Persische Meer kann als Überflutung der unteren Stufe einer langgestreckten Tieflandsmulde aufgefaßt und dieser Klasse zugeordnet werden. Scheut man, aus

[49]) Diese sachgemäßen Bezeichnungen rühren von A. Penck her (Ausland 1885, 669. Morphologie I, 156) und haben sich weithin eingebürgert. Es dient gewiß nicht zur Klärung innerhalb einer im Werden begriffenen wissenschaftlichen Nomenklatur, wenn Autoren, die einen Vorschlag nicht anzunehmen geneigt sind, dieselben Kunstausdrücke im direkt entgegengesetzten Sinn anwenden. O. Krümmel (a. a. O. I, 41) nennt „Ingressionsmeere" das, was wir Überspülungs- oder Pfannenmeere und mit Penck in fast wörtlicher Übersetzung hinübergreifende (sc. über den Schelf) oder transgredierende Meere nennen, und setzt jenen die „Einbruchsmeere" gegenüber, die wir gerade als Ingressionsmeere bezeichnen. — [50]) E. Wisotzki, Die Klassifikation der Meeresräume, Programm, Stettin 1883. — [51]) Krümmel, Versuch einer vergleich. Morphologie der Meeresräume, Leipzig 1879.

dieser kleinen Gruppe eine eigene Gattung von Nebenmeeren zu bilden, so kann man die genannten mitsamt dem Roten Meere zu der der „kleinen Mittelmeere“ zusammenfassen, da sie sämtlich zwischen Kontinentalmassen eingebettet sind.

Die Gesamtheit der Nebenmeere nimmt unter Ausschluß des ostaustralischen Meeres (Neuseeland See) an Fläche ca. 40 Mill. qkm ein. Hiervon entfallen (§ 203)

			Mittlere Tiefe
auf die vier großen Mittelmeere	rund 29,5 Mill. qkm		rund 1380 m
die vier kleineren Mittelmeere	„ 2,3 „	„	„ 175 m
die elf echten Randmeere (außerhalb der Mittelmeere)	„ 8,5 „	„	„ 900 m
	Summa 40,3 Mill. qkm		rund 1200 m

Die geringste Erweiterung (ca. 1½ Mill. qkm)[52]) durch Nebenmeere erfährt der Indische Ozean, die größte der Atlantische, dem allein drei der großen Mittelmeere zufallen; denn bei seiner ungleich freieren Verbindung mit dem nördlichen Eismeer wird man nicht umhin können, dieses als einen Teil der gewaltigen die Kontinentalmasse in zwei Hälften gliedernden Furche zu betrachten, als welche wir den Atlantischen Ozean schon erkannten. Auf diese Weise erweitert der letztere seine Fläche um fast $^1/_3$, der Große Ozean durch die Randmeere an seiner Ostseite nur um $^1/_{12}$, sobald wir das Ostaustralische Becken bereits als echten Bestandteil des Ozeans ansehen. Das Verhältnis, daß der Große Ozean so groß ist wie die beiden anderen zusammengenommen (§ 123), bleibt jedoch auch jetzt noch bestehen.

Großer Ozean mit Nebenmeeren	180,1 Mill. qkm	mit	4030 m	Mitteltiefe[53])
Atlantischer Ozean mit Nebenmeeren	106,0 „	„	„	3330 m „
Indischer Ozean mit Nebenmeeren	75,0 „	„	„	3900 m „

§ 127. Die Abdachung der Landoberfläche und die großen Gebirgsgürtel. Das rinnende Wasser gibt uns im allgemeinen einen ersten Anhaltspunkt, um die Neigung der Festlandoberfläche von der Karte abzulesen, auch ohne daß sie mit Bergstrichen versehen ist. Verfolgt man nun die großen Ströme bis zu ihrem Ursprung oder zu den Regionen, wo die Gefällsrichtung der Flußlinie wechselt, um somit Linien der großen Wasserscheiden zu ziehen, so ergibt sich sofort ein Hauptgegensatz. Fast $^4/_5$ der heutigen Landoberfläche dacht sich zum Ozeane ab, während der Rest, etwa 32 Mill. qkm, seine Gewässer in abgeschlossenen Becken sammelt. Dies sind die abflußlosen Gebiete oder Wannenlandschaften der Erde. Hier tritt nun die Eigenschaft des Atlantischen Ozeans als des großen inneren Meeres besonders deutlich zutage. Denn mehr als die Hälfte der trocknen Landfläche dacht sich demselben zu, wogegen dem Großen Ozeane nur $^1/_7$, dem Indischen nur $^1/_8$ tributär sind. Man hat die Umrahmung des atlantisch-arktischen Gebiets als Hauptwasserscheide der Erde bezeichnet[54]).

Sehen wir von dem antarktischen Kontinent ab, so gliedert sich die Abdachung der Erdoberfläche (mit Einschluß der Meere) demnach etwa wie folgt[55]);

Pazifische Abdachung	196 Mill. qkm	oder 39,5%
Atlantische Abdachung	173,5 „	„ „ 35,0 „
Indische Abdachung	94,5 „	„ „ 19,1 „
Abflußlose Binnengebiete	32 „	„ „ 6,4 „
	Summa 496 Mill. qkm	oder 100%.

[52]) Persischer Golf (240000 qkm), Rotes Meer (440000) und Andamanen Meer (800000). — [53]) Die Einstellung der Mitteltiefen für die großen Ozeane (§ 203) mit Einschluß der Nebenmeere erfolgt abgerundet nach E. Kossinna (a. a. O. Anm. 8, 69). — [54]) v. Tillo in Pet. Mitt. 1887, 101 und 1889, 24. — [55]) Die Areale

Es erreicht also das atlantische Sammelbecken fast dasjenige des pazifischen. Die abflußlosen Gebiete sind verhältnismäßig klein in Nord- und Südamerika (ca. je 1 Mill. qkm), sie wachsen dagegen zu gewaltiger Ausdehnung längs eines großen Gürtels, der sich durch Nordafrika über Arabien zu dem zentralasiatischen Hochland hinzieht und die mächtige aralokaspische Tieflandsenke mit umfaßt. Diese Zone fällt also annähernd zusammen mit dem großen Wüsten- und Steppengürtel der Erde (Atlas, Taf. 8). Ebenso gehört die innere Hälfte Australiens (4 Mill. qkm) geschlossen zu diesen Wannenlandschaften. Keineswegs verläuft die große Wasserscheide der Erde durchweg längs der höhern Erhebungen der Erdrinde. Dies ist im Grunde nur in Amerika der Fall; niedrige Bodenanschwellungen trennen vielmehr durchschnittlich die Binnengebiete der Alten Welt und Australiens von den dem Ozean zugeneigten Flächen.

Dagegen tritt uns ein anderer wichtiger Gegensatz aus der Gebirgskarte der Erde entgegen. Fast alle größern und höhern Gebirgsketten ordnen sich unschwer einem doppelten Gürtel unter. Der eine bildet die gesamte Umkränzung des Großen Ozeans, und zwar in geschlossenem Verlauf längs der Westseite des amerikanischen Kontinents, dagegen in Inselgirlanden aufgelöst auf der Ostseite der alten Landfeste. Hier läßt sich derselbe über Neuguinea bis Neuseeland verfolgen. Der andere Gürtel ist fast senkrecht auf den ersten gestellt. Ihm gehören die Gebirge der Antillen und von Venezuela an, und innerhalb der Alten Welt setzt er sich in ununterbrochener Folge eines westöstlichen Verlaufs aus dem nordafrikanischen Atlas, den Gebirgen Südeuropas und Vorderasiens nebst Tienschan und Himalaja zusammen, bis er in Hinterindien streng nach Süden umbiegt und längs der Sundainseln sich dem großen pazifischen Gürtel anschart.

Hier sind wir gezwungen, die bloße Anschauung der Erdkarte, die uns bisher die groben Züge des Erdantlitzes kennen lehrte, zu unterbrechen. Es bedarf erst einiger Winke über den inneren Aufbau der Erdrinde, um den Zusammenhang zwischen dem Material und den Einzelformen der Landoberfläche zu verstehen. Dann erst lassen sich die Gebiete außerhalb beider Zonen junger Kettengebirge in verständlicher Weise zu großen Einheiten zusammenfassen, bei denen Plastik und gleichartiger Bau zugleich zur Geltung kommen.

der Landabdachungen sind hier nach R. Fritzsches Berechnungen (Niederschläge, Abfluß und Verdunstung a. d. Landflächen der Erde, Diss. Halle 1906, Tab. III, 46) angenommen und den obigen Arealen der Ozeane hinzugefügt. Vergl. die Karte der Stromgebiete der Erde in flächentreuer Projektion in Berghaus, Phys. Atlas, Abt. II, Taf. 1.

Kapitel II. Das Festland.

I. Innerer Aufbau der Erdrinde.

Einleitung. Das Antlitz der Erde mit seinen Vollformen und Hohlformen, seinen Höhen und Tiefen, Ebenen und Gebirgen, wie sie sich in den Großformen sowohl der Landfläche als des Meeresbodens kundgeben, verdankt seit Bildung eines festeren Erdballs mit der ganzen Mannigfaltigkeit der ihnen, den Großformen, aufgelagerten Kleinformen seine Ausgestaltung zwei verschiedenartigen Kräften. Der Rohbau wird durch solche von innen heraus wirkende sog. endogene Kräfte[1]) gezimmert, die Ausgestaltung im einzelnen durch solche von außen wirkende sog. exogene. Wir werden uns zunächst mit dem inneren Aufbau der Erdrinde eingehender beschäftigen, um erst nachmals die Vorgänge zu erörtern, die durch Sonnenbestrahlung, Wind und Niederschläge, fließende Gewässer und Eisströme usf. die Modellierung der aus dem Rohbau hervorgegangenen Großformen hervorrufen und im wesentlichen in den Kleinformen der Landoberfläche, wie Täler, Wannen, Küsten-, Berg- und Gipfelformen zutage treten.

Aber es gilt sich gleich anfangs zu vergegenwärtigen, daß durch die Summation der an der Außenseite vor sich gehenden Umlagerung des Erdreichs, seiner Abtragung von der einen Stelle und Wiederauflagerung an anderen weite Regionen eine Oberflächengestaltung erfahren haben, die vielfach den tektonischen Grundbau völlig verdeckt. Die äußeren morphologischen Formen, wie man sie heute gern im Gegensatz zu den tektonischen Formen bezeichnet, sind es, welche den Geographen in erster Linie beschäftigen, da er ihre Wirkungen auf die beweglichen Elemente der Erdoberfläche, vor allem Pflanzen, Tiere und Menschenverbreitung, zu verfolgen hat. In der richtigen Erkenntnis der Entstehung morphologischer Formen stehen wir erst im Anfang. Wir müssen uns daher heute noch vielfach bei Beschreibung des Erdantlitzes in seiner Mannigfaltigkeit an die tektonischen Formen halten.

Nun ist keine Frage, daß beim Verfolg der Tektonik die Nachbarwissenschaft der Geologie, die in der Aufstellung der Entwicklungsgeschichte der Erde ihre Hauptaufgabe sieht, uns die unmittelbare Führerin sein muß. Wie sich dieselbe verhältnismäßig erst spät mit dem Aufbau der Flachländer und der oberflächlichen Bodenbedeckung überhaupt beschäftigt hat, so ist sie den Fragen über die Entstehung morphologischer Formen, jedenfalls innerhalb der europäischen Wissenschaft, nur zögernd nähergetreten. Das ist mit die Veranlassung geworden, daß die aus geologischer Schule hervorgegangenen Geographen der jüngeren Generation, namentlich innerhalb Deutschlands, mit besonderem Eifer sich der Morphologie der Erdoberfläche zuwandten, beeinflußt durch die Amerikaner, bei denen die letztere als ein unmittelbares Arbeitsgebiet der Geologen gilt. So ist diese Morphologie ein umstrittenes Grenzgebiet zwischen Geologie und Geographie geworden. Wie man

[1]) J. Sölch schlägt für diese Fremdwörter die Ausdrücke „innenbürtig" und „außenbürtig" vor. (Kendes Handb. d. geogr. Wiss. 1914, 133).

den Geographen mit Recht entgegenhält, daß die Bildung auch dieser Formen nicht ohne die gründlichsten geologischen Vorkenntnisse verfolgt werden kann, so wird man die Geologen daran erinnern dürfen, daß auch sie vielfach den echt geographischen Faktoren, die bei dieser Bildung maßgebend gewesen oder heute noch sind, vor allem den klimatologischen, bisher zu geringes Verständnis entgegenbringen[2]).

§ 128. Gesteinsbildung[3]). Unter der großen Mannigfaltigkeit vorkommender Mineralien interessieren den Geographen einerseits die gebirgsbildenden Felsarten mit ihren Verwitterungsprodukten, andrerseits die nutzbaren Mineralien. Für jetzt haben wir es nur mit erstern zu tun, die wir schlechtweg als „Gesteine" bezeichnen. Zu ihnen gehören alle die Bildungen, die durch ihre Ausbreitung und Mächtigkeit sich in hervorragendem Maße am Gesamtbau der Erdrinde beteiligen.

1. Auf vierfache Art sehen wir unter unsern Augen neue „Gesteine" sich bilden. Einerseits quellen feuerflüssige Massen aus tätigen Vulkanen hervor, um im Laufe von Jahren langsam zu erkalten und zu erstarren, andrerseits schichten sich auf mechanischem Wege von Wind oder strömendem Wasser zusammengetragene Staubteilchen, vulkanische Aschen, Schlamm und Sandmassen, Gerölle und Geschiebe aufeinander, allmählich sich verschiebend und verfestigend. Oder es schlagen sich drittens die im Wasser chemisch gelösten Bestandteile wie Salze, Kalke, Kieselsäure, nieder. Dies geschieht im Meer zum großen Teil mittelbar unter Mitwirkung von Organismen: organogene Gesteine nennen wir daher diese vierte Gattung von Gesteinsbildungen. Ungemein bedeutend muß die Anhäufung am Meeresboden durch die absterbenden Reste der Milliarden kleiner und großer Seetiere sein, welche einem Regen gleich unausgesetzt auf jenen herabsinken, auf diesem Wege aber z. T. beträchtlichen Umbildungen und Zersetzungen unterliegen. Dazu tritt im Meer der Aufbau der Korallenfelsen durch lebende und höher organisierte Tiere und auf dem Lande das Anwachsen des Torfbodens durch absterbende Pflanzenreste.

Genau die gleichen leicht überschaubaren Vorgänge haben in früheren Zeiten der Erdgeschichte die Felsarten gebildet, die uns jetzt meist zu außerordentlicher Härte erstarrt oder verfestigt in großer Mannigfaltigkeit der mineralogischen Zusammensetzung, Struktur und Lagerung entgegentreten. Je älter sie sind, um so mehr müssen sie daneben jenen Umgestaltungen ausgesetzt gewesen sein, welche bei Berührung mit feuerflüssigen oder äußerst erhitzten Gesteinen oder bei gewaltigem Druck auf chemischem oder mechanischem Wege unvermeidlich sind (metamorphosierte Gesteine). Der Hauptgegensatz besteht also bei den gesteinsbildenden Felsarten, zu denen man selbstverständlich auch alle die lockren Bodenbedeckungen, wie Dünensand, Löß, Bergschutt und eiszeitliches „Geschiebe" zu rechnen hat, darin, daß die einen ihren Ursprung aus dem Erdinnern herleiten, die andern sich durch Anwachsen von äußren Auflagerungen bilden.

2. Ausbruchs- oder Eruptivgesteine. Man nennt die aus dem Erdinnern hervorquellenden oder ausgeworfenen Massen Eruptiv- oder Ausbruchsgesteine (Durchbruchsgesteine), für welche es kennzeichnend ist, daß sie stets auf den von ihnen durchbrochenen Gesteinen auflagern.

[2]) Näheres im literarischen Wegweiser zum Abschnitt V, Die Geländeformen s. u. § 150. — [3]) Joh. Walther, Lithogenesis der Gegenwart, 1894; Löwl, die gesteinsbildenden Felsarten, 1893; F. Rinne, Praktische Gesteinskunde, 5. Aufl., Hannover 1920; H. Weinschenk, Gesteinsbildende Mineralien, 2. Aufl., 1907.

Solche sind in allen Zeitaltern hervorgedrungen und ihre verschiedene mineralogische Zusammensetzung — Ausbruchsgesteine bestehen stets aus zahlreichen, durch ein Bindemittel verkitteten Kristallen — muß, wie es scheint, nicht so sehr auf das Alter ihrer Entstehung an sich als auf den Umstand, daß die älteren in weit größerer Tiefe langsam erstarrt sind, zurückgeführt werden.

Irgendwelche Druckkräfte, vielleicht durch das Herabsinken einzelner Schollen der Erdrinde auf das darunter befindliche Magma hervorgerufen, haben die eruptiven Massen an Stellen, an denen die Erdrinde schwächeren Widerstand bot wie am Rande und in den Rissen jener Schollen emporgepreßt. Diese Gesteine treten daher in den älteren Perioden fast allein in der Form von schmalen, langgestreckten Gängen und Spaltausfüllungen oder in Stöcken mit mehr oder weniger kreisrundem Querschnitt auf, hier und da von dem Stock sich seitwärts zwischen die Schichten der begrenzenden Gesteine einschiebend und dort also linsenförmige Körper (sog. Lakkolithen) bildend. Wir würden von diesen älteren Ausbruchsgesteinen nur selten etwas erfahren, wären sie nicht durch die Abtragung der sie überdeckenden Gesteine in zahlreichen Fällen aufgeschlossen und bloßgelegt. Die jüngeren Eruptivgesteine haben meist das überdeckende Erdreich völlig durchbrochen und sich dann dachförmig in Strömen oder deckenförmig nach allen Seiten hin über dasselbe ausgebreitet. Das Gleiche kann man noch an den heutigen Vulkanen mit ihren Lavaergüssen beobachten.

Die einzelnen Eruptivgesteine dringen zugleich als derbe Massen hervor, in denen kein Wechsel der Lagerung zu beobachten ist, weshalb man sie als Massengesteine bezeichnet. Allerdings haben einige wie z. B. der Granit die Eigentümlichkeit, in mächtigen Bänken zu zerklüften, welche dann bei der Verwitterung, die in senkrechten Spalten zuerst beginnt, auf dem Rücken des festen Granitstocks große Steinpolster zurücklassen. Der Basalt zerklüftet ähnlich in sechskantigen Säulen bei der Erstarrung, aber eigentliche Schichtung in Form horizontaler Schichtungsflächen fehlt ihnen ihrem Ursprung gemäß.

3. Absatz- oder Sedimentgesteine. Ganz anders geht die Bildung derjenigen Gesteine vor sich, die an der Außenseite der festen Erdoberfläche, sei es auf dem trockenen Festland durch den Wind zusammengetragen, also „subäerisch", sei es unter Wasser durch fortgesetzte Auflagerung neu aus der Ferne zugeführter Stoffe entstehen, die Sediment- oder Absatzgesteine. Weitaus die Mehrzahl derselben zeigt deutliche Schichtung, weshalb sich der etwas engere Name Schichtengesteine gegenüber dem der Massengesteine eingebürgert hat. Dünen werden zumeist nur zu mächtigen Sandhaufen ohne Schichtung zusammengeweht, die Ablagerung in dünnen oder dickeren Schichten hebt sich im übrigen durch Wechsel der Färbungen oder auch des Materials der Absätze ab, welcher aus der periodisch wechselnden Zufuhr der letzteren herrührt.

So lösen sich hellere Sand- und dunklere Schlammlagen im Sediment der Flüsse ab; es müssen, um ein leicht zu beobachtendes Beispiel herauszugreifen, auf Perioden ausschließlicher Ablagerung von kalkbildenden Foraminiferengehäusen, wie sie die weiße Schreibkreide zusammensetzen, andere gefolgt sein, in denen auf den nämlichen Meeresboden vorwiegend Reste von Kieselschwämmen und Radiolarien herabsanken, die chemisch zu harten Feuersteinknollen umgewandelt nun die zwischengelagerten Bänke im Kreidefelsen bilden.

Die meisten Schichtengesteine sind auf mechanischem Wege als sog. klastische Gesteine oder Trümmergesteine entstanden. Solche sind, wie Sande, Gerölle, flachgerundete „Geschiebe" reine Oberflächenbildungen.

Zu Felsgesteinen werden sie erst durch ein verkittendes Bindemittel. Das feste Felsgestein, das unter losen Schutt- und Geröllmassen hervorschaut, nennen wir das „anstehende Gestein". Sand- und Tongesteine enthalten meist nur feinkörniges Material von Quarzkörnern bezw. kieselsaurer Tonerde und lagerten sich im ruhigen Wasser ab oder verdanken, wenn auf dem trockenen Lande entstanden, zusammentragenden Winden ihren Ursprung. Sind gröbere Geschiebe und Gerölle verkittet, so bezeichnet man die Gebilde als Konglomerate. Sie sind aus Schuttmassen entstanden, welche mächtige Ströme dem Strande einstiger Meere zugeführt haben, und daher leicht als Strandbildungen zu kennzeichnen. Ungleich schwieriger ist es, bei See- und Meeresablagerungen zu entscheiden, ob man es mit Flach- oder Tiefseebildungen zu tun hat. In erster Linie sind hierbei die eingeschlossenen Fossilien maßgebend, keineswegs etwa die Dicke der abgelagerten Schicht, wie man es in Laienkreisen oft annimmt (s. u.).

Die Schwierigkeit liegt in der Frage, ob gewisse Tiere, deren Reste uns erhalten sind, in der Tat durchweg nur als Tiefseebewohner existieren können, oder ob sie sich nicht im Laufe der Jahrtausende andern Lebensbedingungen anzupassen vermögen. Dieser Punkt ist auch von besonderer Wichtigkeit in betreff der Organismen, welche als ursprünglich echt marine auch in allmählich schwach salzigen Gewässern — im sog. Brackwasser — fortleben, um dann im Laufe von Generationen selbst vor dem Süßwasser nicht völlig zurückzuweichen. Im allgemeinen ist aber die echt marine Fauna von der lakustren, d. h. die Meerablagerung von der Süßwasser- bezw. Binnenseeablagerung deutlich zu unterscheiden. Die Reste fehlen jedoch nicht selten, und man muß von anderen Kennzeichen ausgehen. Ohne auf diese schwierigen Punkte hier näher einzugehen, mag nur darauf hingewiesen werden, daß man neuerdings besonders Sand- und Tongesteinsbildungen als „kontinentale", d. h. durch Flußanschwemmungen oder Windablagerungen erzeugte zu betrachten geneigt ist, welche man bisher ausschließlich als solche marinen Ursprungs ansah.

Endlich ist noch wichtig, sich zu vergegenwärtigen, daß das Material zur Bildung jedes Sedimentgesteins, soweit es sich nicht um Niederschläge von reinen Meeresbildungen organischer Natur handelt, selbstverständlich stets den mehr oder weniger benachbarten Kontinentalgebieten entnommen sein muß. Die gewaltigen Ablagerungen, die uns in den Sedimenten begegnen, lassen uns also auf die Größe der Abwaschung und Abtragung mittelbar schließen, welche bereits trockengelegte und zu Gebirgen und Hochländern aufgerichtete Landgebiete in den verschiedenen Zeitaltern erfahren haben müssen, um das Material zu Neubildungen abzugeben.

§ 129. Gesteinslagerung[4]. Die Dicke oder „Mächtigkeit" der Einzelschicht, wie einer Schichtengruppe, ist eine außerordentlich verschiedene. Sie steigt nicht selten auf Hunderte von Metern und zeigt dadurch, welche gewaltigen Zeiträume zu ihrer Ablagerung erforderlich waren. Flachseeablagerungen von bedeutender Mächtigkeit konnten sich nur dann bilden, wenn der Auflagerung ein allmähliches Sinken der fraglichen Erdscholle nebenher ging.

Wo keine spätere Störung der Lagenverhältnisse eingetreten ist, ruht stets die jüngere Bildung auf der ältern. Man nennt das aus einheitlichem

[4]) Vergl. neben den in § 116 genannten Werken der Geologie auch das für das Studium fremdsprachiger Literatur nützliche Werkchen von Margerie und Heim, „Die Dislokationen der Erdrinde", Zürich 1888 (Synonyme in 3 Sprachen); ferner in betreff der vielen neuern sehr mannigfaltigen Kunstausdrücke, die durch zahlreiche Abbildungen bekannter Fundstätten erläutert werden, die „Grundzüge der tektonischen Geologie" von O. Wilckens (Jena 1912).

Material aufgebaute Einzellager ein Flötz, das Gestein, auf welchem es ruht, sein „Liegendes", dasjenige, welches es überdacht, sein „Hangendes", ihre das Flötz einschließenden Flächen die Schicht- oder Grenzflächen. Verjüngen sich Schichten nach einer Richtung, so „keilen sie sich aus"; brechen sie plötzlich an einem anderen Gestein oder an der Erdoberfläche ab, so zeigen sich hier ihre „Schichtenköpfe" (Fig. 63), gleichviel in welcher Richtung der Querschnitt die Grenzflächen dabei durchschneidet.

Die Lagerung der Gesteinsmassen zu verfolgen ist nun (neben der verschiedenen Härte des Materials, s. § 136) für den Geographen die erste und wichtigste Aufgabe, um die äußern Formen der Erdoberfläche mit dem innern Bau gedankenvoll zu verknüpfen.

Beobachten läßt sich die Lagerung im allgemeinen nur an natürlichen oder künstlichen „Aufschlüssen" (Erdrutsche, Flußuferauswaschungen, Flußdurchbrüche, Bergstürze, Wegedurchschnitte, Steinbrüche, Tunnel usw.), also an oft weit voneinander entfernten Punkten, und es erfordert große Übung, den Lagerungsverlauf der Gebirgsschichten hieraus für größere Strecken vermutungsweise abzuleiten[5]). Zur Veranschaulichung ist die seitliche Ansicht unbedingtes Erfordernis. Neben der Abbildung des einzelnen Aufschlusses spielen dabei schematische Profile oder ideale Querschnitte durch den Boden die Hauptrolle. Man darf beim geologischen Profil niemals vergessen, daß es im allgemeinen nicht, wie beim geographischen Profil, das Ergebnis wirklicher Vermessung ist, sondern nur die Vorstellungen seines Urhebers auf Grund von Schätzungen und Schlüssen wiedergibt. Auch wo es sich um genauere geologische Profile handelt, pflegt dasselbe meist willkürlich, also nicht nach bestimmtem Verhältnis überhöht zu sein[6]). — Für unsern Zweck handelt es sich aber noch darauf hinzuweisen, daß für den Geographen beim Studium geologischer Literatur der Verfolg der Gesteinslagerung, besonders der Richtung des Streichens und Fallens (s. u.), hervorragendes Interesse hat und er also Werke und Arbeiten, die diese Gesichtspunkte in den Vordergrund rücken, in erster Linie zu Rate zu ziehen hat.

Der Entstehung gemäß wird die ursprüngliche Lage der Absatzgesteine eine annähernd horizontale oder schwebende (wie der Bergmann Flächen von geringerer Neigung als etwa 15° nennt) sein. Sind sie durch Bewegungen der Erdrinde, sog. tektonische Vorgänge, wie durch Absenkung, Aufbiegung, Faltung usf. in eine schiefe (geneigte) Lage gebracht, so nennt man sie gestört oder disloziert; mit einem bergmännischen Ausdruck bezeichnet man die rein wagerechte Schichtenstellung als „söhlige", die senkrechte als „saigere".

Über die Stellung gestörter Schichten gibt ihr Streichen und Fallen Rechenschaft. Die Streichungsrichtung wird durch den Winkel bestimmt, den eine längs der Grenz-(Schicht-)fläche gezogene Horizontallinie (Streichungslinie, Fig. 63 *SS'*) mit der Meridianrichtung macht. Die Fallrichtung, welche die Neigung der Schicht gegen die Horizontalebene angeben soll, wird durch den Winkel gemessen, den die auf der Streichungslinie senkrecht gezogene Fallinie (Fig. 63 *FF*) mit der Horizontalebene macht.

Zur Bestimmung beider Richtungen bedient man sich des Kompasses. Der bergmännische Kompaß pflegt jedoch nicht nach Graden, sondern nach Stunden (je 15°), und zwar widersinnig, d. h. linksherum, eingeteilt zu sein, so daß Ost und

[5]) S. Näheres bei v. Richthofen, Anfertigung geol. Karten und Profile in Neumayers Anleitung (s. oben § 116) II, 1888, 137—144, 3. Aufl. 1905 I, 225—232; K. Keilhack, Praktische Geologie 1896, Kap. 16—30. — [6]) Mit Recht eifert v. Fritsch (Allg. Geologie 1888, 71 ff.) im Abschnitt „Geologische Profile" gegen die fast ausschließliche Anwendung der überhöhten Profile und ihre Folgen.

West vertauscht sind, um die Streichungsrichtung unmittelbar ablesen zu können wenn man die Nordsüdlinie des horizontal gehaltenen Kompasses der Streichungslinie parallel stellt. Ein flaches Senkel, welches auf der Scheibe mit besonderer Kreiseinteilung einspielt, gibt alsdann bei senkrecht gehaltenem Kompaß die Fallrichtung an. Um bei einer Oberfläche die Nordsüdlinie parallel der Fallrichtung stellen zu können, besitzt das Kompaßgehäuse einen geeigneten Vorsprung oder ist mit rechtwinkligen Kanten versehen. — Die Mächtigkeit der Schicht wird stets durch eine zur Grenzfläche senkrechte Linie gemessen. Das ist bei Aufschlüssen leicht, sobald diese die Grenzflächen annähernd senkrecht schneiden; in andern Fällen bedarf es einer einfachen Reduktion, sobald man — und hierin liegt die Schwierigkeit — die Neigung zwischen der verdeckten Grenzfläche und dem aufgeschlossenen Querschnitt unmittelbar bestimmen kann. — Verwickelter ist die Aufgabe, aus fertigen geologischen Karten, die uns ja den Schnitt der Grenzflächen zweier Gesteinsschichten oder -gruppen mit der Erdoberfläche nur in der üblichen kartographischen Horizontalprojektion darstellen, die Streichungsrichtung, den Fallwinkel und die Mächtigkeit der Lager zu berechnen. Es handelt sich dabei freilich immer nur um einfache stereometrische Aufgaben, nämlich Berechnung von Neigungswinkeln verschiedener Ebenen. Die Geologen begnügen sich meist mit rohen Schätzungen aller dieser Verhältnisse[7]).

Für die Beurteilung des relativen Alters benachbarter Schichten ist ihre gegenseitige Lagerung maßgebend. Gleichförmig oder konkordant nennt man diese, wenn die Schichten annähernd parallel übereinander liegen. Die Fallrichtung ändert daran nichts (Fig. 63 A). Gleichviel, ob sie sich horizontal ausbreiten, geneigt oder gebogen sind oder senkrecht stehen, muß man annehmen, daß konkordante Schichten überhaupt nicht von späteren Störungen betroffen sind oder gegebenenfalls von den gleichen. Anders, wenn eine Schicht sich in anderer Neigung an eine zweite Schichtenreihe anlehnt oder über deren Schichtenköpfe hinwegstreicht und somit die gegenseitige Lage eine ungleichförmige oder diskordante wird. In solchem Fall (Fig. 63 B) wird man die an- oder überlagernde Schicht von geringerer Neigung oder Biegung als die jüngere ansehen müssen, die sich erst bilden

Fig. 63 A. B.

konnte, nachdem die ältere bereits gestört war. In vielen Fällen greifen jüngere Ablagerungen weit über ältere stark aufgefaltete oder dislozierte Schichten hinüber. Man spricht dann von einer Transgression der einstigen Meere, aus denen sich jene jüngeren Schichten absetzten, und beschränkt den Ausdruck gern auf die Fälle, wo die mittleren Bildungen der Erdrinde zwischen beiden fehlen, wo also z. B. nach einer langen Festlandsepoche ohne Neubildungen das Meer wieder vorgedrungen ist und neue Absätze geliefert hat.

§ 130. Die Arten der Lagerungsstörungen. Obwohl die Bezeichnungen für die im Profil durch Erdrindenstücke erkennbaren Dislokationen vielfach mit den Theorien zusammenhängen, die man über die Ursachen

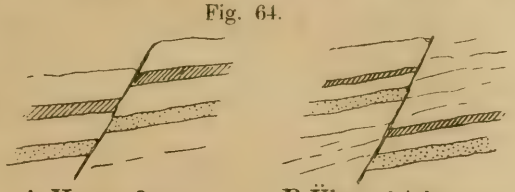
[7]) Höchst selten begegnet man in Hand- und Lehrbüchern der Geologie der Behandlung dieser kartometrischen Aufgaben. Eine Ausnahme macht v. Fritsch, der (Allg. Geol. 1888. 59—70) die wichtigsten ausführlich und anschaulich vorführt.

der letzteren aufgestellt hat (§ 131), sollen zunächst die wichtigsten Kunstausdrücke, welche hierbei in Betracht kommen, übersichtlich zusammengestellt werden. Nur soviel muß wohl vorausgeschickt werden, daß man unter den von innen heraus umgestaltenden Kräften zwei Hauptrichtungen ihrer Wirkung glaubt unterscheiden zu müssen; nämlich einmal eine radiale, mehr oder weniger senkrecht zur Erdoberfläche wirkende, sodann eine tangentiale, die sich durch seitwärts gerichteten Druck oder Schub äußert.

In dieser Hinsicht hat man seit langem zwei Haupttypen der Schichtenstörung unterschieden, einerseits die Verwerfung oder den Bruch als Wirkung vorzugsweise radialer Kräfte, andererseits die Faltung, mehr durch seitlichen Druck hervorgerufen. Seit man jedoch die sog. Epirogenese, auf die wir zurückkommen (S. 303), in ihrer großen Verbreitung und Bedeutung erkannt hat, scheint es geboten, von der Faltung die einfache Verbiegung von Erdschollen als einen dritten Haupttypus der Dislokation hinzustellen.

1. Bruch. Bildet sich ein Spalt im Erdreich, so gerät nicht selten ein „Flügel" des gebrochenen Rindenstücks ins Gleiten und Sinken, wodurch ursprünglich zusammenhängende Massen oder Schichten in verschiedenes Niveau, meist auch in ungleichförmige Lage gelangen. Besonders häufig ist dies bei größeren Spaltbildungen zu beobachten, wo ganze Gebirgspartien in die Tiefe sinken und die Schichtenköpfe des stehengebliebenen Flügels an den Spaltenwänden zum Vorschein kommen (Fig. 64). Oder es rutscht ein Flügel teilweise längs der schiefen Fläche der Fuge, die man kurzweg als „Verwerfung" bezeichnet, unter den andern Flügel herab, wodurch dasselbe Bild hervorgerufen wird, als sei der eine Teil auf den andern hinaufgeschoben. In der Tat muß eine solche „Überschiebung" für einzelne Fälle auch unmittelbar angenommen werden (Fig. 64).

Fig. 64.



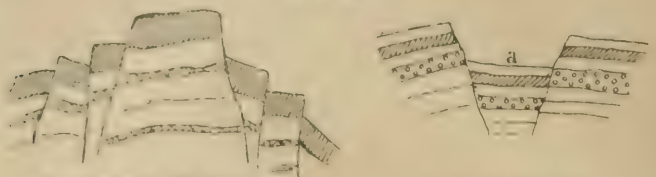
A. Verwerfung. B. Überschiebung.

In allen diesen Fällen spricht man von Brüchen oder Verwerfungen. Das Kennzeichnende ist also, daß sie im wesentlichen durch Vertikalverschiebungen hervorgerufen sind. Die Sprunghöhe oder der vertikale Unterschied der verworfenen Gesteine ist oft für das Auge des Laien unmerklich, erhebt sich aber nachweislich in vielen Gegenden auf Hunderte, ja Tausende von Metern, wodurch es erklärlich wird, daß nicht selten Schichten- und Massengesteine gänzlich verschiedenen Alters hart nebeneinander und in das gleiche Niveau zu liegen kommen. Das rings von solchen Sprüngen umgebene Landstück heißt eine Scholle und ein aus einzelnen Schollen zusammengesetztes Land ein Schollenland.

Auffallende Unebenheiten des Bodens, die selbst die Eigenart von Gebirgen annehmen können, werden sich im allgemeinen an den Schollenländern zeigen. Bei horizontal gelagerten Schollen tritt uns die Schollenstufe von der Oberfläche des gesenkten Flügels, dem Senkungsfeld (Fig. 65), aus betrachtet, oft schon als Gebirge entgegen, während wir nach Aufstieg auf die Platte von einem solchen nichts bemerken. Ist ein Stück der Erdrinde stehengeblieben, gleichviel ob dasselbe aus wagerecht gelagerten oder zu-

sammengefalteten Schichten besteht, während rings um dasselbe die Rindenteile herabgesunken sind, so bezeichnet man das erstere wohl als Horst (Fig. 65. Horst von Staffelbrüchen umgeben). Ob ein solcher vorliegt, kann immer nur die unmittelbare Beobachtung feststellen und sehr selten aus der Karte erkannt werden. Dagegen heben sich unter den Senkungsfeldern die beiden Hauptformen zuweilen schon etwas von der orographischen Karte

Fig. 65.



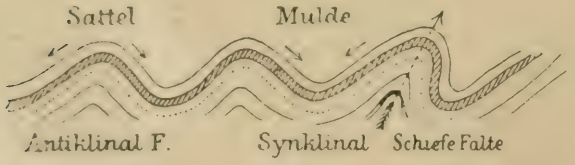
Horst mit Staffelbrüchen a Senkungsfeld.

ab. Bei parallelen Rändern eines solchen spricht man von einer Grabenversenkung, wie sie in zahlreichen Fällen der Bildung von Seen und Tälern zugrunde liegt (Oberrheinische Tiefebene, Totes Meer), bei mehr oder weniger kreisförmigen Rändern von einem Kesselbruch.

Wir reihen hier sogleich den Begriff der Blattverschiebung an, welche entsteht, wenn mehrere Schollen längs eines mehr oder weniger senkrechten Bruches horizontal gegeneinander verschoben werden, ohne daß sie dabei in ein anderes Niveau gelangen.

2. Faltung. Bei gebogenen (gefalteten) Schichten unterscheiden wir Sättel und Mulden, je nachdem die Biegung nach außen erhaben oder hohl ist. Die Schichtenstellung der Schenkel oder Flügel, welche einen Sattel bilden, heißt antiklinal, weil sie vom Scheitel des Sattels abfallen (Fig. 66); die Mulde dagegen wird stets von synklinalen, d. h. nach der Mittellinie zu geneigten Schichtenflächen gebildet. Die Krönung des Sattels bildet das Gewölbe, ein Name, den man gern bei schwach gebogenen Schichten anwendet, während man sonst vom Sattelkamm spricht. — Bei stark zusammengepreßten Falten kommen umgekehrt die Schichten beider Faltenflügel in annähernd parallele Lage (isoklinale oder monokline Lage), und bei noch höherer Pressung ereignet es sich, daß die zusammengeschobene Falten nach oben und unten, wo der seitliche Druck geringer ist, fächerförmig auseinander weichen. Nimmt dann eine solche stark gequetschte Falte noch eine schiefe Stellung ein, so müssen notwendig im oberen (übergekippten) Flügel oder Schenkel die innern und somit ältren Schichten an die Außenseite rücken und in widersinniger Weise auf die eingequetschten jüngern Schichten aufgelagert erscheinen (Fig. 67).

Fig. 66.

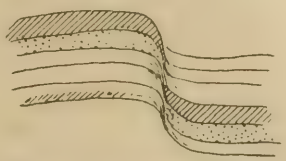


Als eine Art von Mittelbildung zwischen Faltung und Bruch hat man auch noch die Flexur (Tafelabbiegung) oder die Kniefalte unterschieden. Hierbei tritt zwischen einem stehengebliebenen und einem absinkenden Flügel

keine volle Zerreißung, sondern mehr eine Dehnung (Zerrung) ein. Die Folge wird im allgemeinen eine Verdünnung der Schichten an Stelle des bei weiterem Sinken unvermeidlichen Bruches oder der Verwerfung sein. Man hat es also dabei bereits mit gebogenen Schichten zu tun, ähnlich wie dies auch bei der Aufbiegung oder Schleppung des Schollenrandes eines einsinkenden Rindenstücks eintritt (Fig. 68).

Fig. 67.

Fig. 68.



Wenn bei stark gefalteten Gebieten die Abtragung schon weite Fortschritte, besonders an den Sattelkämmen, gemacht hat, begegnet man an deren Außenseite nur selten mehr den Schichtenflächen der sie zusammensetzenden Schichten, sondern allein den Schichtenköpfen der Schenkel. Dadurch erscheinen die ursprünglich zusammenhängenden Teile der gleichen Schichten räumlich oft weit voneinander getrennt, und man muß sich dieselben durch die sog. Luftsättel wieder zu Gewölben und Sätteln ergänzen (Fig. 67).

Bei den oben geschilderten Formen des innern Baues vergegenwärtige man sich, daß durch die Faltung und den Zusammenschub in die ursprünglich voraussichtlich gleich dichten und harten Schichten ein Unterschied gebracht worden ist. In einem Fall handelt es sich um eine Dehnung, im andern um ein Zusammenpressen auf kleinern Raum. Im allgemeinen gehört der Sattelkamm zu den mehr gedehnten, die Muldenbiegung zu den verdichteten Schichten eines Faltensystems; der erstere wird also den Angriffen der Atmosphärilien und der Abtragung geringern Widerstand entgegenstellen, was uns bei der Talbildung weiter beschäftigen muß.

Erst in den letzten Jahrzehnten hat man in einzelnen Gebirgen erkannt, daß jene isoklinen überkippten Falten sich zu förmlichen Decken ausgestalten, die im hangenden Flügel aus gewaltigen Überschiebungen von fremdartigem Gesteinsmaterial über eine normal geschichtete Grundlage hervorgegangen zu sein scheinen. In diesen sog. Deckfalten oder Überschiebungsfalten pflegt man ihre Ursprungsstätten als ihre Wurzel zu bezeichnen, die man gelegentlich schon 50, ja 100 km entfernt von ihrer Stirnseite, d. h. von den in der Bewegungsrichtung vorn gelegenen Enden der Decken entfernt nachgewiesen hat. In diesen Wurzeln erscheinen die Gebirgsmassen stark aufgerichtet, während sie in den Deckschollen selbst, solange sie nicht erneuter Hebung oder Faltung ausgesetzt waren, mehr oder weniger wagerecht, aber in umgekehrter Folge, die älteren Schichten nach oben, die Unterlage überlagern. Man sagt, die Decke „schwimmt fremd und wurzellos“ über letzterer, die in ihrer autochthonen (ursprünglichen) Lagerung geblieben ist. Hat die Abtragung die Decke im Laufe der Zeit stellenweise schon bis zum Grund durchnagt und fortgeschafft, so bleiben die vordersten Stücke oft als wurzellose Klippen zurück, während die bloßgelegte Grundlage als Fenster im Bereich der Überschiebungsdecke gilt, falls die Decke das zutage tretende Stück der Unterlage mehr oder weniger noch rings umgibt.

3. Verbiegung. Führt die Faltung im allgemeinen zu merklich sichtbaren Niveauunterschieden auf kleinerem Raum, insbesondere zum Aufbau von Gebirgen, so beobachtet man daneben über weite Flächen sich ausdehnende äußerst schwache Verbiegungen von Erdrindenstücken, die sich kaum von der horizontalen Lage unterscheiden. Auch bei diesen wird man von einem Wechsel von Schwellen und Senken, von einer wellenförmigen Oberfläche größten Ausmaßes sprechen dürfen, ähnlich wie bei der Dünung des Meeres (§ 216), bei dem der Höhenunterschied der Wellenberge und Wellentäler nur unbedeutend ist im Verhältnis zur Weite der bewegten Flächen.

131. Die Ursachen der Lagerungsstörung. Über den Mechanismus der Vorgänge, welche mittelst endogener, d. h. von innen wirkender Kräfte die eben geschilderten Runzelungen der festen Erdoberfläche zuwege gebracht haben und noch heute bringen, sind wir trotz mehr als hundertjähriger eifriger Forschungen und der verschiedenartigsten theoretischen Rückschlüsse aus den fertigen, uns gegenübertretenden Formen noch sehr im Unklaren. Nur wenige Bewegungsvorgänge vollziehen sich so rasch, daß sie im Laufe weniger Menschenalter unmittelbar der Beobachtung unterzogen werden können. Selbstverständlich werden uns diese in besonderm Maße beschäftigen müssen (s. u. II. Die heutigen Bewegungen). Solange nun aber die Einzelerscheinungen nicht überzeugend aus den Anschauungen heraus erklärt sind, die man sich über die Ursachen der Krustenverschiebungen gebildet hat, ist es begreiflich, daß auch die für den Einzelfall bestechendste Theorie ihre nüchternen Gegner hat.

Auch in diesem Fall erscheint ein kurzer Rückblick in die historische Entwicklung dieses gerade heute mit neuen Theorien fast überschütteten Forschungsgebiets am besten geeignet, den Anfänger in dieselben einzuführen [8]).

Seit den letzten hundert Jahren haben sich die Grundanschauungen über tektonische Vorgänge oder, wie man sie häufig kurz zusammengefaßt hat, über Gebirgsbildung, mehrfach abgelöst. Der Herrschaft der Elevations- oder Erhebungstheorie folgte um die Mitte des vorigen Jahrhunderts die Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie, die schließlich in Senkungserscheinungen die alleinige Ursache der Lagerungsstörungen der Erdoberfläche erblicken wollte. Obwohl nun in der gleichen Zeit manche Forscher mit neuen Gründen auch für selbständige Aufwärtsbewegungen von Erdrindenstücken auftraten, ist diese letztere doch erst in der neuen Zeit wieder zur vollen Geltung gekommen. Damit hat die Erhebungstheorie, doch ohne ihre einseitige Verbindung mit dem Plutonismus, in gewissem Sinne ein Wiederaufleben erfahren. Wohlverstanden aber neben Aufrechterhaltung vieler Errungenschaften der Kontraktionstheorie.

Nur kurz verweilen wir bei den älteren Anschauungen. In den Zeiten, in denen Männer wie Leopold v. Buch, Alexander v. Humboldt, Elie de Beaumont die Führer der Geologie waren, und Bau und Bildung der Vulkane den Mittelpunkt der Forschungen über Gebirgsbildung abgaben, ward der Spann-

[8]) Eine treffliche Übersicht der Entwicklung der Anschauungen über tektonische Vorgänge während des letzten Jahrhunderts gab K. v. Zittel im Kap. 3 Dynamische Geologie seiner „Geschichte der Geologie" (München 1899, 284—484). Über die neueren Theorien ist die Literatur zerstreut. Vergl. u. a. E. Tams, „Endogene Dynamik" in Kendes Handb. d. geogr. Wiss. (1914, 105—130); eingehender nimmt K. Andrée in seinen „Vorträgen über die Bedingungen der Gebirgsbildung" Stellung zu den einzelnen Anschauungen (Jena 1914). Vergl. auch J. Königsberger „Gebirgsbildung" im Handwörterbuch d. Naturwiss. (IV. Jena 1913, 650—653).

kraft der im Erdinnern eingeschlossenen, heißen Dämpfe und des durch sie in Bewegung gesetzten glutflüssigen Magmas die Hauptrolle beim Umbau der Erdrinde zugesprochen. Man führte also die Bewegung der letzteren im wesentlichen auf radial von unten nach oben wirkende, die Erdschichten schräg stellende oder sie aufrichtende Kräfte, zurück. Diese eben deshalb als plutonische Hebungstheorie bezeichnete Grundanschauung wurde zu Fall gebracht, seit man erkannte, daß sich die Vulkanberge im allgemeinen nicht durch Aufrichtung ihrer Gehänge, sondern durch Aufschüttung und fortgesetzte Übereinanderschichtung lockeren, an die Oberfläche von innen geschleuderten oder zähflüssigen, hervorquellenden Gesteinsmaterials auftürmten.

§ 131a. Die Kontraktions- oder Schrumpfungstheorie[9]). Die Beobachtungen am innern Bau der Erdrinde, bei welchem die Schichtengesteine, die ursprünglich nur durch allmähliche Auflagerung kleiner und kleinster Gesteinspartikel in mehr oder weniger wagerechter Lage gebildet sein können, stark gebogen und aufgerichtet, ja in förmliche Falten gelegt erscheinen, beweisen zunächst nur, daß die betroffenen Teile der Erdrinde früher, d. h. vor ihrer Faltung einen nicht unbedeutend größern Flächenraum eingenommen haben müssen als heute. Es lag nahe, als Grund dieser Verschiebungen auf kleinern Raum die Verkleinerung oder Einschrumpfung der Erde verantwortlich zu machen, die man als Folge ihrer allmählichen Abkühlung ja längst als gewiß angenommen hatte. Indem der Erdkern sich verdichtet und auf kleinern Raum zusammenzieht, wird sich die darüber gelagerte, noch mehr oder weniger plastische Erdkruste in Runzeln zusammenziehen, solange sie zu schwach ist, um sich als festes Gewölbe schwebend über der schwindenden Unterlage zu erhalten. Die Schrumpfung löst — das war der neue Gedanke — vor allem seitlich oder tangential zur Erdoberfläche wirkende Druckkräfte aus, sie muß starke Spannungen in der äußeren Rinde hervorrufen, gewaltige Pressungen, die schwache Teile zerquetschen, in Schollen zertrümmern oder, wenn sie noch plastisch genug sind, biegen und in den oberflächlichen Partien, die unter keiner zu schweren Belastung stehen, zuerst zu starken Wölbungen und schwachen Senken, mit der Zeit aber in förmliche Falten zusammenschieben. Hiernach würde also der Zusammenschub der Erdschollen durch seitlichen Druck die Hauptursache der Lagerungsstörungen von ausgeprägter Form, insbesondere der Gebirgsbildung mit stark ausgebildeten Vollformen sein. Vulkane und Erdbeben sind nach dieser Auffassung im allgemeinen nur Begleiterscheinungen der Lagerungsstörungen und Gebirgsbildung, nicht, wie man früher annahm, Ursache derselben.

Der Gedanke der Schrumpfungstheorie schließt dabei die Möglichkeit nicht aus, daß einzelne, schon starrer gewordene Erdschollen infolge solchen auf sie einwirkenden Seitendruckes als Ganzes und ohne von neuem in Falten gelegt zu werden, zwischen sinkenden Rindenstücken emporgepreßt werden, also eine tatsächliche Erhebung erleiden und in etwas größere Entfernung vom Erdmittelpunkt kommen als zuvor. Je weiter man den inneren Bau der äußeren Erdrinde kennengelernt hat, um so mehr zeigt sich, daß die eigent-

[9]) Hauptvertreter dieser durch den Amerikaner J. Dana eingeleiteten Anschauungen war Ed. Sueß († 1914), dessen Werk „Das Antlitz der Erde". (Wien 1888 bis 1909) das Tatsachenmaterial in betreff des geotektonischen Aufbaus der Erdoberfläche zu einem großartigen Bilde zusammenfaßte, um alle Vorgänge ganz wesentlich in letzter Ursache auf den „Zusammenbruch der Erdkruste" zurückzuführen. A. Heim ging in seinem noch heute wichtigen, aber im einzelnen überholten Werk „Mechanismus der Gebirgsbildung" (Basel 1878) mehr von der Einzelerscheinung aus.

liche Plastizität des Gesteinsmaterials sich mit dem fortschreitenden Alter der Erde auf immer kleinere Flächenräume beschränkt. Bildeten in den ältesten Zeiten nur einzelne Urgesteinschollen stauende Widerstände, längs derer sich die benachbarten Gebiete durch Gegendruck in Falten legen konnten, so scheinen in späteren Epochen auch einzelne Gebirgskomplexe, die aus gefalteten Massen- oder Schichtengesteinen bestehen, die gleichen Rollen der Stauungswiderstände zu übernehmen, wenn sie sich auch nicht ganz einer erneuten Verbiegung oder einer Erhebung bezw. Senkung entziehen.

Die Schrumpfung der Erdkruste ist nun bei näherer Betrachtung ihrer eigentlichen tektonischen Wirkungen ein verwickelterer Vorgang[10]), als es nach dem mit wenigen Worten dargelegten Grundprinzip erscheint. Eben dadurch wird es verständlich, daß auch selbst von seiten der Anhänger der Schrumpfungstheorie — und diese dürfte auch heute noch die Mehrzahl aller Geomorphologen bilden, — geschweige denn von ihren grundsätzlichen Gegnern ergänzende oder von ganz andern Gesichtspunkten ausgehende Theorien aufgestellt worden sind, um den Rätseln näherzukommen.

Zunächst sei einiger der letztren gedacht, die sich gegen die Abkühlung der Erde als Ursache ihrer Einschrumpfung im Laufe ihrer späteren Entwicklung wenden. Denn daß eine starke Verkleinerung in den Zeiten erfolgte, in denen sich eine erste feste Kruste um den sich abkühlenden Glutball bildete, wird nicht geleugnet. Und die Tatsache, daß die sogen. Urgesteine, aus denen diese erste Kruste zusammengesetzt gewesen zu sein scheint, wo irgend sie bloßgelegt wurden, in eine Unzahl von eng sich drängenden Faltungen und Stauungen zusammengeschoben und gepreßt erscheinen, spricht für eine allgemeine starke Einschrumpfung der Erde. Aber es fragt sich, ob eine solche auch für später oder für heute noch angenommen werden kann und muß. In dieser Hinsicht ist schon früher (§ 71) der Einwendung gedacht, daß bei der allmählichen Verdichtung der einzelnen Erdschichten zugleich Wärme erzeugt wird, welche die Abkühlung durch die unausgesetzte Ausstrahlung von Wärme in den kalten Weltenraum jedenfalls stark verzögern und zu vermindern imstande ist, ja den ständigen Verlust an der Außenseite möglicherweise im Innern bereits übertrifft. Sodann wird auf die verschiedenen Wärmequellen im Erdinnern hingewiesen, die meist chemischer Natur sind. Inwiefern sie eine Ausdehnung des betroffenen Gesteins bewirken, müssen sie uns später nochmals beschäftigen (S. 301). Wenn unter diesen Erscheinungen in neuerer Zeit auf das Radium und die radioaktiven Stoffe besonderes Augenmerk geworfen wird[11]), weil ihr Zerfall auf unendliche Zeiträume mit stärkster Wärmeentwicklung verbunden ist, so wird man entgegnen müssen, daß es sich, nach ihrem geographischen Befund zu schließen, doch nur um ganz lokale Wirkungen handeln kann. Ziemlich

[10]) Vergl. C. R. van Hise, Estimates and causes of crustal shortening (Journ. of Geol. Chicago VI. 1898. 10—64; Pet. Mitt. 1899 LB. 29). Behufs Nachbildung der einzelnen mechanischen Vorgänge im Bereich der Tektonik hat man seit länger begonnen, Versuche im Laboratorium anzustellen, die freilich in ihrer Anwendbarkeit noch Zweifeln begegnen, weil man den Grad der Plastizität der Erdschichten und die Stärke der Druckkräfte in der Natur noch zu wenig abschätzen kann. Das Hauptwerk ist noch A. Daubrée, Géologie expérimentale, Paris 1873, deutsch von H. Gurlt, Braunschweig 1882). S. ferner Ed. Reyers lehrreiche „Geol. u. geogr. Experimente" I—III Leipzig 1892—94; St. Meunier, La géologie expérimentale (Paris 1899), besonders W. Pauleke, Das Experiment in der Geologie, mit reicher Literatur (Berlin 1912). — [11]) Vergl. F. v. Wolff „Die vulkan. Kraft u. die radioaktiven Vorgänge in der Erde" (Z. d. deutsch. geol. Ges. LX 1908).

allgemein nimmt man zugleich an, daß das Vorkommen solcher radioaktiver Stoffe in geringern Tiefen unter der Erdoberfläche verschwindet.

Von ganz andern Gesichtspunkten geht eine Ansicht aus, welche in der allmählichen Abnahme der Erdabplattung eine Ursache ihrer Kontraktion sieht[12]). Diese Abnahme wird auf die theoretisch nicht wegzuleugnende Verlangsamung der Erdrotation zurückgeführt, welche durch die der Richtung der Umdrehung entgegenwirkende Gezeitenbewegung (Gezeitenreibung) herbeigeführt werde. Durch diese werde die Beschleunigung der Fliehkraft vermindert und also notwendig das Bestreben der Massen hervorgerufen, die bisherige Sphäroidgestalt der Erde wieder mehr der einer Kugel zu nähern. Indem die Abplattung der Meridianellipsen sich auf diese Weise vermindert, geschieht das Gleiche mit der gesamten Erdoberfläche.

Die Größe dieser Änderungen läßt sich berechnen. Die Verminderung der Erdoberfläche beträgt bei einem Übergang der Abplattung von 1: 30 (welche man für die Zeiten annehmen könnte, wo der Tag nur 8 Stunden hatte,) zur heutigen von 1: 300 für die ganze Erde 1 534 000 ^{qkm}. Bei Verringerung der Abplattung verschieben sich die Parallelkreise. In den niederen Breiten (etwa bis zum 35.° Br.) nähern sich die Oberflächenteile dem Erdmittelpunkt, so daß also hier im allgemeinen eine Senkung erfolgt. In mittlern und höheren Breiten entfernen sie sich von ihm, so daß dort von einer Hebung gesprochen werden müßte. Zugleich findet durch diese Vorgänge ein tangentialer Druck, herrührend von den niederen Breiten gegen die mittleren statt, der zwischen dem 35.° und dem 45.° Br. am größten ist. Dies alles mit den Zonen der vorwiegenden Gebirgsbildungen in Verbindung zu bringen, ist freilich nicht gelungen, vor allem nicht in betreff des großen, meridional verlaufenden Faltengürtels der Erde rings um den Stillen Ozean.

Gehen wir zur Prüfung der Stärke der durch die Erdschrumpfung auf die äußere Erdrinde ausgeübten Wirkungen über, so haben manche Forscher versucht, aus der Glättung des Querschnitts zusammengefalteter Schichten ihre Verkürzung abzuschätzen. Es schien sich aus den älteren dieser Versuche zu ergeben[13]), daß eine Verkürzung des Erdradius um einige Dutzend Kilometer oder weniger als 1 % (= 64 ^{km}) schon genügen würde, den Zusammenschub von Rindenteilen der Erde von der Breite unserer Hochgebirge auf die Hälfte der ursprünglichen Horizontalausdehnung zu erklären.

Nicht daß dabei von einer gleichmäßigen Verkürzung des Querschnitts der Erde gesprochen werden dürfte, da sich dieser bei einem um 1 % kürzern Erdhalbmesser auch nur um 1 %, der Erdgrad also von 111 auf 110 ^{km}, der größte Erdkreis um 400 ^{km} etwa verkürzen würde. Man müßte vielmehr annehmen, daß die Kontraktion sich im wesentlichen auf jene schmalen Zonen beschränkt, welche die eigentlichen Faltengebirge einnehmen, während ungemein viel größere Strecken eines größten Kugelkreises von wagerecht gelagertem oder ganz schwach verbogenem Erdreich eingenommen wird. Bedenken gegen die eben dargelegten Berechnungen wurden erhoben, seit man den viel verwickelteren Aufbau der Faltengebirge mit ihrem gewaltigen Zusammenschub und den Überschiebungsdecken erkannte. Danach schien es, daß einzelne Gebirgspartien sich auf das 10- bis 15fache im Laufe der Zeit verkürzt haben müßten. Indessen ein eingehendes Studium[14]) führte zu der Überzeugung, daß man bei der Berechnung nicht alle übereinanderliegenden Decken ihrer ganzen Ausdehnung nach mitrechnen dürfe und man z. B. bei den Alpen bei der Annahme stehenbleiben dürfe, daß sie vor der tertiären Faltung nur 2—3mal breiter gewesen seien als heute.

[12]) A. v. Böhm „Abplattung und Gebirgsbildung". Leipzig 1910. Vergl. K. Andrée (a. a. O. Anm. 8 S. 14). — [13]) M. P. Rudzki: „Sur l'âge de la terre" (Bull. Acad. Sc. Krakau Febr. 1901, 72—94). — [14]) Arnold Heim, Über Abwicklung u. Fazieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer Alpen (Vierteljahrsschr. d. naturforsch. Ges. Zürich 1916).

§ 131 b. Gründe für selbständige Hebungen von Rindenteilen. Gegenüber der einseitigen Auffassung, daß allein Senkungen im Bereich der Erdrinde Anlaß zu Verbiegungen in der Richtung nach aufwärts bieten könnten, hat sich seit lange eine Reihe von Theorien bemüht, unter Zurückdrängung der Wirkung seitlichen Drucks Gründe für selbständige Hebungen, bezw. den zeitlichen Wechsel von Hebungen und Senkungen aufzustellen. Die einen ziehen dabei nur die Erscheinungen in Betracht, die sich in den oberflächlichen Schichten der Erdrinde abspielen. So hat man die stärkere Abkühlung einer Erdscholle infolge der Auflagerung gewaltiger Eisdecken, wie sie ohne Zweifel für manche Erdstriche während der Eiszeiten anzunehmen ist, für eine Zusammenziehung des unterlagernden Erdreichs und damit seine Senkung verantwortlich gemacht[15]). Nach dem Weichen der glazialen Decke müßte sich die gleiche Scholle im Lauf der Jahrtausende wieder erwärmen und damit aufblähen, ihre Oberfläche also sich heben. Ob freilich diese exogenen Vorgänge so beträchtliche Niveauunterschiede hervorzubringen vermochten, wie man sie z. B. für die Glazialgebiete Schwedens oder Nordamerikas an der Hand des Befundes alter Strandlinien (§ 135) festgestellt hat, erscheint fraglich.

Man hat ferner auf die allmähliche Entlastung weiter Landflächen infolge unausgesetzter Abtragung des lockern Erdreichs als Ursache von Hebungen hingewiesen, für Senkungen dagegen auf die immer stärkere Belastung in den Räumen der Ablagerung der herabgeschwemmten Massen. Man ging (Duttons Theorie der Isostasie[16]) auf Grund früher erörterter Erfahrungen (§ 68) von dem Gedanken aus, daß die Erdrinde ständig nach einem Gleichgewicht des Drucks innerhalb ihrer übereinander gelagerten Schichten strebe. Aber, es ist klar, daß hierin nicht die ersten Ursachen von hoch und niedrig im Bereich der starren Erdoberfläche erblickt werden können. Denn eine massenhafte Abtragung von Gesteinsmaterial, wie sie hierbei in Frage kommt, setzt bereits ausgedehnte, relativ höher gelegene Landschollen voraus und ebenso ausreichend tiefe Becken zur Aufnahme der abgetragenen Massen.

Auf Ausdehnung der Massen infolge der Erwärmung führt Reade's Thermische Theorie[17]) in der Hauptsache die Verschiebungen der Erdrinde, insbesondere die Hebungen, zurück, wobei als Ursache der Temperaturerhöhung die verschiedenartigsten Vorgänge herangezogen werden. Wenn hierbei auch von der Kontaktwirkung mit heißflüssigem Magma gesprochen wird, so ist dem entgegenzuhalten, daß sich solche doch meist nur auf nahe Entfernungen, vielleicht nur einige Dutzend Kilometer nachweisen läßt.

Nun geben uns die Erfahrungen der eben berührten Gleichgewichtslehre oder Isostasie, deren Wesen früher mit einigen Strichen gekennzeichnet ist (§ 68), einen Anhalt zur Beurteilung der Mächtigkeit der Erdrindenschicht innerhalb deren sich die tektonischen Vorgänge abspielen. Man glaubt die Grenze für diejenigen Teile der Erdkruste, in denen sich noch seitlich gelegene Dichteunterschiede wahrnehmen lassen, auf 120 km berechnen

[15]) E. v. Drygalski, Über Bewegung der Kontinente zur Eiszeit und ihren Zusammenhang mit der Wärmeschwankung in der Erdrinde. (Verh. d. VIII D. Geogr.-Tages. Berlin 1889. (162 ff.) — [16]) C. E. Dutton, Some of the greater Problems of Physical Geology (Bull. Phil. Soc., Washington XI, 1892; vergl. Pet. Mitt. 1894. LB. 22). — [17]) Mellard Reade, The Origin of Mountain Ranges (London 1886) und The evolution of Earth Structure, with a Theory of Geomorphic Changes (London 1903. Pet. Mitt. 1904. LB. 269).

zu können. Unterhalb derselben würde nur eine allgemeine Dichtezunahme nach dem Erdinnern zu anzunehmen sein. Alle Theorien der Gebirgsbildung halten sich an die Erdkruste oberhalb jener Grenze, verlegen aber die Tiefe der plastischen, dem Seitendruck noch nachgebenden oder Volumveränderungen noch zugänglichen Schichten, aus denen Runzelungen überhaupt noch hervorgehen können, in verschiedenes Niveau.

Dabei mag in betreff der Plastizität fester Gesteinsschichten, bei welcher eine Verschiebung der innern Teile ohne Bruch vor sich geht, daran erinnert werden, daß auch die starrsten Körper bei sehr hohem Druck und vielleicht erhöhter Temperatur dennoch derselben zugeführt werden können, wenn die äußern Einwirkungen von langer Dauer sind. Der Faktor der Zeit dürfte dabei mit am wichtigsten sein, und bei geologischen Vorgängen sind wir gewöhnt, mit großen Zeiträumen zu rechnen.

Am höchsten gelegen wird die mehr oder weniger plastische Schicht wohl von der Reyerschen Gleitungstheorie[18]) angenommen. Diese erklärt die Faltengebirge und vor allem die großen Überschiebungsdecken dahin, daß zusammenhängende, schon starre Gebirgsteile auf einer geneigten Gleitfläche von mehr zähplastischer Beschaffenheit durch die Schwerkraft über andere Gebirgspartien hinüberrutschen, ähnlich wie dies wohl bei Rutschungen auf ausgehöhltem Seeboden beobachtet wird. Hierbei spielt die Durchfeuchtung im Bereich der Gleitflächen eine Hauptrolle. Wenn nun im Einzelfalle bei vorausgegangener starker Schrägstellung der letzteren diese Erklärung zutreffen kann, so vermag man der Gleitungstheorie eine allgemeine Gültigkeit für die Gebirgsbildung nicht zuzusprechen.

Weit tiefer verlegt Ampferers Unterströmungstheorie[19]) jene plastische Schicht, innerhalb deren sich die Vorgänge abspielen sollen, welche die mehr oder weniger schon erstarrten und in größerer oder geringerer Mächtigkeit sie überlagernden Massen passiv beeinflussen. Jene zähplastische, unter hohem Druck und hoher Temperatur stehende Schicht sei nun, so wird geschlossen, chemisch-physikalischen Änderungen ausgesetzt, welche zu Volumänderungen Anlaß geben. Bald werde infolge von Ausdehnung eine Hebung und Pressung überlagernden Gesteins hervorgerufen, bald durch Zusammenziehung Raum für sich senkendes Erdreich geschaffen.

Anhangsweise sei noch der Greenschen Tetraedertheorie[20]) kurz gedacht. Sie sieht die Gesamtwirkung der Erdschrumpfung in der allmählichen Umwandlung des kugelförmigen Erdkörpers in die Gestalt eines Tetraeders; von dem Gedanken ausgehend, daß bei Körpern von gleichem Rauminhalt die Kugel die größte, das Tetraeder die kleinste Oberfläche habe. Man hat[21]) daraufhin verschiedene Versuche gemacht, alte verfestigte Erdschollen, wie beispielsweise Ostsibirien, den baltischen und kanadischen Schild, in die Ecken, dagegen Teile der erhobenen Kontinentalmassen in die Kanten eines solchen regelmäßigen Körpers zu zwängen, die Tiefenbecken der Ozeane dagegen den vier Seitenflächen zuzuweisen. Vielfach weiter ausgebaut, haben diese Anschauungen doch keine allgemeine Anerkennung gefunden.

---

[18]) Ed. Reyer, Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung (Leipzig 1892). Geol. Prinzipienfragen (Leipzig 1907). — [19]) O. Ampferer (a. a. O. Anm. 15, S. 529—622). Vergl. auch K. Andrée (Anm. 8, 36 ff.). — [20]) W. L. Green, Vestiges of the molten globe as exhibited in the figure of the Earth volcanic action and physiography (London 1875). Vergl. A. v. Böhm u. Th. Arldt in Pet. Mitt. 1911. II. — [21]) A. de Lapparent, Traité de géologie.

§ 131 c. Epirogenese und Orogenese[22]). Sehen wir von diesen Theorien über Einzelvorgänge ab, so gipfeln die neuern Anschauungen, welche neben den Wirkungen der Erdschrumpfung dem Bestehen wirklicher Aufwärtsbewegungen der Erdrinde das Wort reden, in dem Verlangen, grundsätzlich innerhalb der Tektonik zwei verschiedene Arten von Bewegungen zu unterscheiden, ohne dabei mannigfache Übergänge zwischen diesen abzustreiten.

Einerseits handelt es sich dabei um sog. epirogenetische Vorgänge (wörtlich: festlandbildende ἡ ἤπειρος, das Festland), welche in langen Zeiträumen langsam mächtige Erdrindenstücke heben und senken, sie im einzelnen mannigfach zu flachen Gewölben und Mulden oder Becken verbiegend. Im Grunde kehrt unter dem neuern Begriff der Epirogenese das wieder, was man früher unter den „säkularen Hebungen und Senkungen" verstand. Andrerseits äußern sich orogenetische Kräfte (gebirgsbildende, τὸ ὄρος, der Berg, das Gebirge) vorzugsweise in rascher wirkender Faltung noch plastischer Erdgürtel, spielen sich also gegenüber den epirogenetisch beeinflußten Flächen auf kleinerem Raum ab. Diese orogenetischen Kräfte sind die eigentliche Ursache der Entstehung von Gebirgen.

Eine Überschau über die heutigen und die einstigen Gebirge der Erde zeigt, daß sie im Laufe der Erdgeschichte einen immer kleineren Teil der Oberfläche eingenommen haben, bezw. einnehmen. Wo auf derselben das Grundgerüst der Erdkruste zutage tritt, hat man es, wie schon mehrfach hervorgehoben (S. 208), in zahllose Falten zusammengestaucht, meist allerdings längst durch die Abtragung wieder abgeflacht, gefunden, ein Beweis, daß in diesen ältesten Zeiten die Orogenese räumlich die Epirogenese weit in ihren Wirkungen übertroffen hat — eben weil immer größere Regionen sich allmählich so gefestet hatten, daß sie den faltenden Kräften zu großen Widerstand entgegensetzten. Denn es ist klar, daß die Gesteinsmassen, aus denen sich die Erdkruste zusammensetzt, dem sie stärker verbiegenden seitlichen Druck nur so lange noch nachzugeben vermögen, als sie sich noch in einem einigermaßen plastischen Zustand befinden, wobei wieder an die Wirkung der Zeit, die oben erörtert ist (S. 301), erinnert werden muß.

Nun hat man beobachtet[23]), daß diejenigen Gesteinsschichten, die sich vorzugsweise am Aufbau der Hochgebirge beteiligten, meist von einer außergewöhnlichen Mächtigkeit — bis 10, 15 km und mehr — sind. Sie müssen also — so schließt man weiter — an Erdstellen entstanden sein, wo sich überhaupt durch Abtragung und Auflagerung so mächtige Schichten bilden konnten, also dort, wo sich im Laufe der Zeit Mulden und Becken immer mehr senkten, um gleichzeitig infolge der gewaltigen Abtragung ihrer Umgebung mit terrestrischen Schuttmassen oder durch unausgesetzte marine Niederschläge ausgefüllt zu werden. Solche Gebiete mächtiger Sediment-

[22]) Vergl. über diese jetzt viel erörterten Fragen einmal die Einführung des Begriffs der Epirogenese durch die amerikanischen Geologen namentlich G. K. Gilbert (Lake Bonneville. Monographs of the U. S. Geol. Survey Vol. I, 1890, 341 ff.), sodann H. Stille, Tekton. Evolutionen u. Revolutionen (Leipzig 1913); H. Stille, Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung (Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl. 1918); F. Machatschek, Über epirogenetische Bewegungen (Festband f. A. Penck, Stuttgart 1918, 1—25). — [23]) Hierauf hat zuerst James Hall aufmerksam gemacht (Natural Hist. of New-York. Palaeontology. III. Albany 1889. 70).

bildung hat man nach ihrer Entstehung Geosynklinalen genannt[24]). Man kann sie als langgestreckte muldenförmige Regionen von größtem Ausmaß in der Querrichtung auffassen. Diese scheinen nun in der Tat die Gürtel eigentlicher Gebirgsbildung in alter und neuer Zeit gewesen zu sein, eben weil insbesondere ihre Ränder, auch wenn die sie erfüllenden Erdschichten längst zu festem Gestein verdichtet sind, doch noch eine genügende Plastizität besitzen, um dem stärkeren Seitendruck nachzugeben und sich mit der Zeit in Falten legen zu lassen. Im übrigen müßten wir uns diese ausgeprägten Geosynklinalen als ähnlich schmale über die feste Erdrinde hinziehende Gürtel vorstellen, wie sich beim Anblick der heutigen Erdkarte die Zonen junger Faltengebirge (S. 286) dem Auge darbieten. Andererseits sieht diese neuere Anschauung in den weiten Regionen zwischen den großen Geosynklinalen schon mehr gefestete und erstarrte Erdrindenteile, bei denen der tangentiale Druck oder vielleicht noch andere radial von innen wirkende Kräfte nur noch flache Verbiegungen hervorzubringen vermögen. Diese grundsätzlich mehr der Epirogenese anheimfallenden Gebiete würden dann als mehr oder weniger zu Wölbungen gehobene Geoantiklinalen oder kürzer Geantiklinalen jenen muldenförmigen Geosynklinalen gegenüberstehen[25]). Und wie die epirogenetische Kraftäußerung beim Aufbau des Erdantlitzes räumlich den Bereich der gebirgsbildenden Orogenese immer mehr übertrifft, so vertritt eine neuere Ansicht[26]) den Satz, daß auch in der zeitlichen Wirkung ein wesentlicher Unterschied besteht. Die Epirogenese arbeitet in unendlicher Langsamkeit aber ununterbrochen an der Umgestaltung der Erdrinde. Ihre Wirkungen sind im wahren Sinne säkularer Natur. Dagegen treten die orogenetischen Bewegungen periodisch nach langen Ruhepausen, dann aber auch nur in längern oder kürzeren Episoden, in die Erscheinung, dabei die oberflächlichen Schichten kräuselnd oder zu mächtigen Gebirgen auffaltend, um nach verhältnismäßig kurzer Zeit wieder zu erlahmen und in Ruhe zu versinken. Auch dieser ansprechende Erklärungsversuch vermag freilich besondere Gründe für das episodische Eintreten der Orogenese nicht anzugeben.

§ 131 d. Alfred Wegeners Theorie der Horizontalverschiebungen der Kontinente[27]). Unter den Theorien, welche bestrebt sind, weniger die Bildung der Gebirge, als die des Gesamtantlitzes der Erde aufzuhellen, hat kaum eine das gleiche Aufsehen erregt, wie die jüngste mit ihren die Schrumpfungstheorie beiseite schiebenden und eingewurzelte Anschauungen völlig umwälzenden Grundgedanken.

Bekanntlich hat man die Ähnlichkeit von Tier- und Pflanzenformen in Landstrichen, die heute durch weite Meeresflächen geschieden sind, wie z. B. Südamerika, Afrika und Australien wohl allgemein durch das Vor-

[24]) James D. Dana, On some Results of the Earths Contraction from cooling etc. (The American Journ. of Science. 3e. Ser. Vol. V, — VI, 1873). Die Theorie der Synklinalen entwickelt näher Em. Haug, Les géosynclinales et les aires continentales (Bull. soc. géol. de France XXVIII, Paris 1890, 617—711, s. Pet. Mitt. 1901. LB. 302 und Haug, Traité de géol. I, Paris 1907). — [25]) Als eine unbegründete Verallgemeinerung der Anschauungen über die durch epirogenetische Vorgänge entstandenen Geantiklinalen muß E. C. Abendanon's Großfaltentheorie (Die Großfalten der Erdrinde, Leiden 1914) abgelehnt werden, da sie im Grunde alle Gebirge auf solche zwischen sinkenden Geosynklinalen emporgepreßte Antiklinalen, die er Großfalten nennt, zurückführen will. — [26]) H. Stille, „Über die Hauptformen der Orogenese" (s. Anm. 22), „Über alte und junge Saumtiefen" (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math. phys. Kl. 1919). — [27]) Alfr. Wegener,

handensein ehemaliger, aber später versunkener Landbrücken zu deuten versucht. Demgegenüber bekämpft die neue Theorie überhaupt die Möglichkeit der Entstehung von Tiefseeflächen durch ein derartiges Versinken von Kontinentalmassen. Sie sieht vielmehr die Zerstörung des einstigen Zusammenhanges solcher in einer Lösung und horizontalen Fortwanderung großer Landschollen bzw. der Kontinente voneinander. Nur den einen Fall greifen wir heraus:

So sollen am Schluß des Palaeozoikums die sämtlichen heutigen Kontinente eine einzige, mehr oder weniger geschlossene Landmasse gebildet haben[28]). Die Ursprungsstätten des heutigen Atlantischen und Indischen Ozeans seien damals nur von schmälern, auf Bruchstellen gelegenen Wasserbecken oder Kanälen eingenommen. Amerika sei ferner auch noch zur Tertiärzeit im S. fest mit Afrika, ja im Norden bis in die Eiszeit mit Nordeuropa eng verwachsen gewesen.

Die Wegenersche Theorie hat zwei Voraussetzungen. Sie geht einmal von der erfahrungsmäßig nachgewiesenen Tatsache aus, (S. 273) daß die starre Erdoberfläche aus zwei scharf geschiedenen Höhenstufen besteht, der etwa 4—5 km höheren Kontinentaltafel sowie der weit ausgedehnteren Tiefseetafel, und vermutet das Bestehen eines annähernd gleichen Flächenverhältnisses auch für frühere geologische Zeitalter. Sodann schließt sie sich der schon von anderen gebilligten Annahme einer Scheidung des Gesteinsmantels der Erde — der Lithosphaere (S. 136) — in zwei nach Dichte und stofflicher Zusammensetzung etwas verschiedene Schichten oder Hüllen an. Aber sie beschränkt das obere etwas leichtere, vorwiegend aus Kieselsäure und Tonerde aufgebaute Gesteinsmaterial — eben deshalb Sal oder Sial[29]) genannt — auf die Räume der, wie angenommen wird, starreren Kontinentalblöcke. Diese schwimmen, wenn auch tiefeintauchend, auf der schwereren Simamasse, so benannt, weil in ihr bei starkem Magnesiagehalt die an Kieselsäure ärmeren, kristallinen Gesteine vorherrschen. Dem Sima soll nun auch der durch die Schweremessungen über den Ozeanen als etwas dichter nachgewiesene Tiefseeboden angehören (§ 68), der — abgesehen vom Großen Ozean — erst durch die Auseinanderweichung der Kontinente blosgelegt bzw. zwischen ihnen mehr oder weniger emporgedrungen sei.

Als treibende Kräfte der vermuteten Kontinentalverschiebungen werden einerseits eine solche dem Äquator zu wirkende — kurz als Polflucht bezeichnet — und eine nach W gerichtete — die Westtrift — in Anspruch genommen[30]). Es wird noch reicher Arbeit bedürfen, bis sich die Ansichten über diese neuen Gedanken der Erdbildung klären.

Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (Pet. Mitt. 1912, 1 mit Karte; erweitert als Schrift unter gleichem Titel, Braunschweig 1915, stark umgearbeitet in 2. Aufl. 1920 erschienen); das ganze Heft 3—4 der Z. f. Erd. Berlin 1921 ist der Erörterung des Problems durch den Urheber A. Wegener, ferner W. Schweydar (Geodät). Albr. Penck und die Geologen Fr. Kosmat und W. Penck gewidmet. — [28]) S. die Abbildung ebenda S. 90. — [29]) Für Sal (Sueß, Antl. d. Erde III_2, 1909, 626, aus Silicium-Aluminium), wird von Wegener Sial vorgeschlagen. Sima aus Silicium und Magnesium gebildet. (S. 136). Anm. [40]). — [30]) S. Näheres bei W. Köppen, „Polwanderungen Verschiebungen der Kontinente und Klimageschichte“ (Pet. Mitt. 1921, 1—8, 57—63) und desselben „Ursachen und Wirkungen der Kontinentalverschiebungen und Polarwanderungen“ (ebenda 143—49, 191—94).

II. Heutige Bewegungen der Erdrinde.

§ 132. Einleitung. Allem Anschein nach befinden wir uns während der Jahrtausende, welche wir die historische Zeit oder geologische Gegenwart nennen, in einer der größeren Ruhepausen der Erdgeschichte. Dennoch fehlt es auch in dieser nicht an Bewegungserscheinungen innerhalb der Erdrinde, die sich unmittelbar beobachten lassen und beweisen, daß sie noch unausgesetzt in Umgestaltung begriffen ist. Sie sind natürlich am ehesten geeignet, unsern Vorstellungen über vergangene Vorgänge Vorschub zu leisten. Wir können uns in diesem Werke aber nur auf die Hervorhebung der wichtigsten Erscheinungen einlassen.

Wenn die feineren Schwingungen des Bodens ziemlich allgemein auftreten werden, so sind die stärkeren Zuckungen, die wir Erdbeben nennen, in der Hauptsache auf gewisse große Teile der Erdoberfläche beschränkt, die sich als Zonen großer Gebirgsfaltung auch äußerlich erkennen lassen, während andere Erdschollen verhältnismäßig stabil und freier davon sind. Langsame Aufwölbungen oder Einsenkungen einzelner Gebiete finden vielleicht in zahlreicheren Gegenden statt, als wir heute wissen; wir konnten sie aber bisher nur längs des Meeresstrandes als sog. Strandverschiebungen schärfer beobachten; erst neuerdings ist dies auch im Binnenlande gelungen. Endlich finden sich punkt- oder strichweise noch immer solche Stellen vor, an denen das feuerflüssige Magma die äußersten Erdschichten durchbricht und neue sichtbare Erhebungsformen aufschüttet, die Vulkane. Den Geographen, der sich zugleich mit den Wirkungen der Erscheinungen beschäftigt, haben begreiflicherweise von jeher unter den genannten Erscheinungen die Erdbeben und die vulkanische Tätigkeit auf das lebhafteste beschäftigt, weil sie, wenn auch nur lokal, die gewaltigsten Naturvorgänge darstellen, die an der Zerstörung menschlicher Ansiedelungen und Kulturwerke arbeiten.

Bodenschwingungen (Bodenunruhe)[29]. Nur kurz verweilen wir bei jenen äußerst geringen Bodenschwankungen, die man erst wahrzunehmen gelernt hat, seit man in neuerer Zeit Instrumente größter Empfindlichkeit für jegliche Erschütterung des Bodens aufstellte wie z. B. das Horizontalpendel oder die Wasserwage. Es handelt sich hierbei teils um periodische, langsame Hebungen und Senkungen des Bodens, wie sie durch die verschiedene Erwärmung desselben am Tage oder durch Sonnen- und Mondanziehungen hervorgerufen werden (körperliche Gezeiten), teils um unregelmäßiger auftretende Schwingungen, die durch den Wechsel des Luftdrucks oder die Reibung des Windes längs des Bodens, aber auch durch den Wellenschlag gegen die Meeresküsten verursacht werden. Es beweisen diese Beobachtungen jedenfalls, daß einzelnen Teilen des Bodens eine große Elastizität zukommt.

§ 133. Erdbeben[30]. Plötzliche Zuckungen einzelner Erdstellen haben infolge ihrer verheerenden Wirkungen auf die von einem Erdstoß betroffenen Gegenden begreiflicherweise seit alten Zeiten die Chronisten beschäftigt,

[29]) S. Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 385. Man faßt diese Untersuchungen als „Mikroseismometrie" zusammen; Sieberg, Erdbebenkunde (Anm. 30) nennt sie „Bodenbewegungen außertellurischen Ursprungs"; hier ist Tellus im engsten Sinn für den festen Erdball genommen. — [30]) Übersichtlich ist der betreffende Abschnitt in Uhligs neuer Bearbeitung von Neumayrs Erdgeschichte, 1895. Den neuern Forschungen auf dem Gebiet der instrumentalen Erdkunde trägt mehr Rechnung

so daß wir über zahlreiche Erdbeben, welche die Kulturländer des klassischen Altertums heimgesucht haben, eingehend unterrichtet sind. Doch erfahren wir außer Zeit des Ereignisses, Namen und Zahl der besonders betroffenen Ortschaften, Verluste an Menschenleben usf. verhältnismäßig wenig. Erst seit dem 18. Jahrhundert beginnt die Sammlung von Tatsachen, welche mit der räumlichen Verbreitung ein und derselben Erderschütterung zusammenhängen, und damit die wissenschaftliche Erörterung der Erscheinung[31]). Das gewaltige Erdbeben von Lissabon am 1. Nov. 1755 bildet dafür einen Markstein. Es zeichnete sich dadurch aus, daß weit entfernte Seen wie diejenigen am Alpenrand in deutliche Bewegung gerieten. Man begann den Wirkungskreis kartographisch festzulegen und erkannte, daß gewisse Gegenden der Erde als besondere Erschütterungsgebiete angesehen werden mußten. Man hat die Erdbeben bis zur Mitte des vorigen Jahrhunderts in unmittelbaren Zusammenhang mit vulkanischen Ausbrüchen gebracht und als deren stete Begleiter angesehen. Aber je aufmerksamer man wurde und je mehr man diese unregelmäßigen Bewegungen der Erdrinde mittelst eigener Instrumente zu beobachten angefangen hat, um so mehr ward erkannt, daß es sich bei den Erdbeben um viel weiter verbreitete, sich fast täglich und stündlich wiederholende Erscheinungen handelt.

Man unterscheidet seitdem die Hauptklasse der tektonischen Erdbeben (Dislokationsbeben), welche wesentlich an die Gebiete gebunden sind, die man als die Zonen junger Faltengebirge (S. 286) oder auch als die der großen Synklinalen der Erde bezeichnet hat. Die außerhalb dieser Gürtel gelegenen Regionen wie z. B. das russische Flachland und Nordasien sind infolge der Abwesenheit größerer Störungslinien fast ganz verschont von den Verheerungen, welche Erdbeben anrichten. Gewisse Haupterschütterungsgebiete verbleiben auch nach der heutigen Auffassung die vulkanischen Gegenden, eben weil Vulkane auch Begleiterscheinungen tektonischer Vorgänge zu sein scheinen.

Unter den Dislokationsbeben gibt es neben solchen, die auf nur kleine Entfernungen verspürt werden (sog. Nahbeben), andere von gewaltigem Erschütterungsgebiet. Mehr von örtlichem Charakter sind dagegen solche Erdbeben, welche von der Bewegung vulkanischer Massen und Dämpfe gegen die Erdrinde herrühren und vielfach den Ausbrüchen tätiger Vulkane vorherzugehen oder sie zu begleiten pflegen, daher auch im engern Sinne an vulkanische Gebiete geknüpft sind: vulkanische Erdbeben[32]). Endlich

---

A. Siebergs Handbuch d. Erdbebenkunde, Braunschweig 1904, das jedoch mehr die Ergebnisse der Einzeluntersuchungen nebeneinander stellt. Eine übersichtliche Darstellung älterer und neuerer Ergebnisse bietet Comte de Montessus de Ballore, La science séismologique. Les tremblements de la terre, Paris 1907. Vergl. auch A. Sieberg, „Erdbeben", im Handwörterbuch d. Naturwissenschaften III, 1913, 687—700, und E. Kayser, Lehrbuch der Geologie I, Erdbeben und seismische Erscheinungen, 5. Aufl. 1918, 810—865; Supan, Phys. Erdkunde, 6. Aufl. 1916, 418—42; ferner die Jahresberichte von E. Tams über die Fortschritte der Dynamik der festen Erdrinde im Geogr. Jahrbuch. — [31]) Grundlegend hierfür war C. E. v. Hoffs Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, IV. u. V. Bd., Gotha 1840, Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche. — [32]) Als eine Zwischenform gelten Kryptovulkanische Erdbeben, die durch Störungen im Gang der erdmagnetischen Elemente gekennzeichnet sind, während solche bei den tektonischen fehlen (vergl. Lang im N. Jahrb. f. Miner. XXXV 1913, 776—830), u. S. Günther, Über die Notwendigkeit Zwischenformen neben den bekannten drei Hauptformen der Erdbeben zu postulieren (Verhandl. d. 19. D. Geogr.-Tages in Straßburg 1914, 115—124.)

bilden die Einsturzbeben eine besondere Klasse als Folgen eines jedenfalls in einzelnen Gesteinsschichten häufig vorkommenden Vorgangs, indem vom Wasser ausgewaschene Höhlungen in sich zusammenstürzen und die Wände und Decken dadurch in Mitleidenschaft gezogen werden.

In den Wirkungen sind die genannten Arten vielfach ganz gleichartig, am verheerendsten dort, wo der Erschütterungsstoß unmittelbar von unten die Erdoberfläche trifft und die darauf befindlichen Gebäude und Gegenstände auf- und niederhebt, so daß sie in sich zusammensinken (Erdbeben von Ischia 1883). Seitwärts pflanzt sich der Stoß wellenförmig fort und schwächt sich allmählich ab. Die Beschaffenheit des Bodens, durch welchen sich die Stöße fortbewegen, übt hierbei einen großen Einfluß aus. Feste Gesteinsschichten lassen sie durchwandern ohne recht eigentliche Erschütterung mit ihren verheerenden Folgen und bilden sog. Erdbebenbrücken; lockere Bodenarten geraten dagegen in starke Bewegung. Hier zeigen sich denn auch oft Bruchspalten oder Schollenverschiebungen deutlich an der Oberfläche; das Erdreich scheint nicht selten in Fluß zu geraten.

Früher beschränkte man sich darauf, die fühlbaren Wirkungen der Erdbeben (makroseimische Erscheinungen) nach der Stärke und Zeitfolge möglichst zuverlässig zu sammeln und einerseits Linien gleicher Erschütterungsstärke oder sog. Isoseisten, andererseits solche gleichen Eintreffens der Bewegung — Homoseisten (in Minuten) — geographisch festzulegen. Im Mittelpunkt dieser bald kreisförmigen, bald länglich gestreckten Kurven suchte man dann das Epizentrum oder den Ort, wo der von unten kommende Erdbebenstoß die Oberfläche erreicht; es entspricht das Epizentrum im allgemeinen nicht einem Punkt, sondern stellt eine kleinere oder größere Fläche dar. Verschiedene Verfahren wurden dann angewandt, um den unter dem Epizentrum gelegenen Herd des Bebens zu finden. Im allgemeinen scheint er in keiner bedeutenden Tiefe unter der Erdoberfläche zu liegen, selten wohl tiefer als 30 km.

Eine Statistik[33]) makroseismischer, d. h. von fühl- und sichtbaren Erscheinungen begleitete Erdbeben, die zwar auf Vollständigkeit keinen Anspruch machen kann, immerhin aber über 171000 Erdbeben umfaßt, weist 52,5% derselben auf der Geosynklinale, die sich quer von Mittelamerika ausgehend durch die alte Welt zieht, 38,5% auf der den Stillen Ozean umkreisenden Synklinale nach, so daß auf alle übrigen Gebiete nur 9% jener Zahl entfallen würden. Man wird annehmen müssen, daß diese Angaben in betreff der Ozeane noch zu lückenhaft sind, immerhin lokalisieren sie die Erdbebenregionen schon gut nach tektonischen Gesichtspunkten. Zu einem etwas anderm Ergebnis gelangte eine Untersuchung[34]) über die Verteilung der Epizentren solcher Erdbeben, deren Ausbreitungsgebiet auf Grund der feineren mikroseismischen Beobachtungen, wie sie unten beschrieben sind, festgestellt werden konnte. Dabei wurden diejenigen von sehr großer Reichweite als Großbeben allen übrigen ohne Rücksicht auf die Wirkungen, den sog. Kleinbeben, gegenübergestellt. Danach ergab sich ein großer Unterschied zwischen dem inselreichen Südwestteil des Großen Ozeans als wahrer Erschütterungsregion und dem durch Inselarmut ausgezeichneten übrigen Teil, der fast als „aseismisch" oder erdbebenarm gilt. „Seismisch" ist auch nach dieser Begriffsbestimmung der gesamte Rand des Pazifischen

---

[33]) S. Comte de Montessus de Ballore, Les tremblements de la terre. Géographie séismologique. Paris 1906, mit 92 Kärtchen. Wesentlich auf diesem Werk beruht die kartographische Darstellung, die F. Frech in den „Tektonischen und seismologischen Übersichtskarten der Erde" in Merkatorprojektion, Maßst. im Äq. 1 : 80000000 in Pet. Mitt. 1907, Taf. 19, veröffentlichte. — [34]) Vergl. E. Rudolph u. S. Szirtes „Zur Erklärung der Verteilung von Großbeben". (Pet. Mitt. 1914, I, 124—30. 184—89, mit 2 Erdkarten in schiefachsiger mittabstandstreuer Azimutalprojektion, Zentrum in Straßburg, im Kugelmaßstab 1 : 47200000, nicht 1 : 38000000. Vergl. dazu die Einwände von H. Wagner in Pet. Mitt. 1914; I, 324.)

Ozeans, ebenso der große sich quer durch die Kontinentalmassen ziehende, wohl mediterran genannte Gebirgsgürtel, nur daß dieser mehrfache Unterbrechungen erleidet. Getrennt davon gelten China und das Gebiet um den Baikalsee als eigene seismische Regionen, von kleineren abgesehen. Aus der Umrandung des Atlantischen und Indischen Ozeans sind Großbeben, wie sie die des Großen Ozeans kennzeichnen, kaum bekannt.

In neuerer Zeit ist die Erdbebenkunde oder Seismologie eine eigene Zweigwissenschaft der Geophysik geworden. Die ältern Seismometer wie z. B. die Quecksilberschalen, die bei leisester Erschütterung Teile des Quecksilbers in bestimmte Rinnen des Beckenrandes laufen und dadurch Stärke und Richtung des Stoßes abschätzen ließen, sind durch selbst registrierende Seismographen ersetzt, die jede leiseste Erschütterung nach der Zeitfolge aufzeichnen. Im Jahre 1911 gab es bereits gegen 300 Erdbebenstationen, die mit solchen feinen Apparaten versehen waren und deren Aufzeichnungen in Zentralstellen (Erdbebenwarten) gesammelt und zu Erdbebenkatalogen vereinigt werden. Zur richtigen Erkenntnis der Arten der Fortpflanzungswellen der Erdbeben und ihres Verlaufes längs der oberflächlichen Erdrinde oder durch tiefere Teile des Erdkerns ist man erst gekommen, seit man die Erdbebenpendel durch Dämpfung von den Eigenschwingungen der Instrumente befreit hat und die stark vergrößerten Diagramme auf langsam sich drehenden Rollen auffängt; denn erst dadurch lernte man die einzelnen Phasen der sich bei jedem Beben übereinander lagernden Wellen unterscheiden.

Ein erstes Ergebnis dieser mühsamen Untersuchungen ist, daß den Hauptwellen, die durch eine große Amplitude der Schwingungen, also durch starke seitliche Ausschläge des Instrumentes, die jeweilige Stärke der Hauptstöße am Erdbebenherd erkennen lassen, zwei weit rascher vorauseilende „Vorläufer" von so geringer Amplitude vorhergehen, daß sie den älteren Instrumenten ganz entgingen. Unter diesen Vorläufern treten die ersten in Form von Longitudinalwellen, also Bewegungen der Erdteilchen in der Richtung der Fortpflanzung, die zweiten als Transversalwellen quer zu letzteren auf. Fest steht ferner, daß die ersten dieser Vorläufer eine mit der Entfernung der Beobachtungsstation vom Herd allmählich wachsende Geschwindigkeit von 8 bis 12 oder 13 km in der Sekunde besitzen, wenn man diese längs des größten Erdkreises mißt, die zweiten Vorläufer nur eine solche von 4 bis etwa 7 km, während den Hauptwellen kaum eine größere Geschwindigkeit als 2 bis 4 km zukommt. Hieraus kann geschlossen werden, daß letztere sich in der Tat nur in der oberflächlichen Schicht der Erdrinde fortpflanzen, die Vorläufer sich dagegen in ihrem voraussichtlich gebogenen Verlauf um so mehr dem Erdmittelpunkt nähern oder mehr durch das Erdinnere gehen, je weiter der Beobachtungsort vom Herde liegt[35]).

Neuerdings glaubt man zugleich bei Beobachtung sehr ferner Beben bemerkt zu haben, daß diese Zunahme der Geschwindigkeit der „Vorläufer" gewisse Unterbrechungen erfährt, sobald die Wellen bei ihrem Lauf durch die Erde sich dem Erdmittelpunkt nähern. Danach scheinen Unstetigkeitsflächen im Gesteinsmantel und Erdkern einzelne mächtige Schichten verschiedener Dichten zu scheiden. Sie würden nach den letzten Berechnungen in rund 1200, 1700 und 2500 km Tiefe von der Erdoberfläche aus gerechnet liegen[36]). (Vergl. oben S. 136.)

Nachdem die jüngste Forschung ergeben hat, daß die einzelnen Erdbebenstationen auf die Hauptwellen verschieden reagieren, je nach der Richtung, aus welcher der Stoß eintrifft, ist zu hoffen, daß die Instrumente viel zur Erkenntnis des geologischen Baues ihrer Umgebung beitragen werden.

Seebeben und Erdbebenfluten. Wie man auf dem Lande gewisse Schütterungsgebiete unterscheidet, so hat die Sichtung des Materials, welches

---

[35]) E. Wiechert und K. Zöppritz, Über Erdbebenwellen; Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1907, Heft 4. — [36]) Vergl. L. Geiger u. B. Gutenberg, s. o. S. 136, Anm. 41.

Schiffsberichte geliefert haben, auf ähnliche Regionen in den Ozeanen geführt. Solche finden sich z. B. im Karibischen Meer, zwischen den Azoren und Portugal, im äquatorialen Gebiet des Atlantischen Ozeans, im Mittelmeer und längs der Küsten des Pazifischen Ozeans[37]). Schiffe, welche über diese Gewässer hinweg fuhren, berichten über eigentümliche Geräusche und Stöße, die sie erfahren haben, ohne daß im allgemeinen am Seespiegel oder an benachbarten Ufern eine nennenswerte Bewegung des Wassers beobachtet ward. Man nimmt an, daß man es hierbei mit Beben des Meeresbodens zu tun hat, welche sich wellenförmig auf die Wassermasse fortpflanzen.

Von weit größerer Wirkung sind dagegen die sogen. Erdbebenfluten, die viel seltener vorkommen, aber rücksichtlich ihrer Ausbreitung und zerstörenden Gewalt zu den großartigsten Naturereignissen gehören.

Meist weicht hierbei an den betreffenden Küsten das Meer zuerst zurück, um nach einiger Zeit als eine hohe und mächtige, alles niederreißende Welle zum Ufer zurückzukehren und dies in Pausen zu wiederholen. Diese Bewegung breitet sich über die größten Meeresbecken aus[38]). So vermochte man die große Flutwelle des Erdbebens von Peru im J. 1868 quer über den ganzen Ozean bis nach Australien zu verfolgen[39]). Beim Ausbruch des Krakatoa in der Sundastraße im J. 1883 (s. u.) traf der Wellenberg nach 17 Stunden um Afrika herum laufend am Kap Hoorn[39]) ein. Die niedrigen Koralleninseln der Südsee stehen solchen Fluten wehrlos gegenüber.

Da manche bedeutende Erdbeben, die ihr Zentrum unmittelbar am Strande hatten, wie dasjenige von Charleston 1886, welches die ganze Osthälfte der Vereinigten Staaten erschütterte, das Meer kaum irgend in Mitleidenschaft zogen, andererseits unterseeische Vulkanausbrüche, wie im Mittelmeer, nachweislich solche Flutwellen erzeugt haben, so müssen diese Erdbebenfluten vielleicht überhaupt auf Vulkaneruptionen zurückgeführt werden. Der unterseeische Ausbruch würde dann den gewaltigen Aufruhr des Meeres hervorbringen, der an den Küsten die Fluten erzeugt[40]).

§ 134. Vulkanische Tätigkeit[41]). Im Gegensatz zu den eben geschilderten Bewegungen der Erdrinde versteht man unter vulkanischen Erscheinungen alle diejenigen, welche mit einer Herausbeförderung erhitzter Stoffe an die Erdoberfläche verbunden sind. Diese besteht zuweilen ausschließlich in Aushauchung von Wasserdampf und Gasen. Dieselben sind geeignet, das durchdrungene Erdreich aufzulockern, aber bleiben immer und

---

[37]) E. Rudolph, Über submarine Erdbeben und Eruptionen in Gerlands Beitr. z. Geophysik, I, 1887, mit Karte, und II, 1895. — [38]) Auch das große Erdbeben von Lissabon 1755 scheint sein Zentrum im nahen Westen gehabt zu haben und ist sicher von einer solchen Erdbebenflut an der portugiesischen Küste begleitet gewesen, doch beruht die Darstellung der Ausbreitung dieser Flutwelle bis Nordamerika und Island (Berghaus, Phys. Atlas, 2. Aufl. 1850 und 3. Aufl. 1892, Taf. 3) nicht auf sicherm Material. — [39]) Berghaus, Phys. Atlas, 1. Abt. 1892, Taf. 3. — [40]) Nach E. Rudolph, s. Anm. 37. Inwiefern freilich sehr rasch hintereinander folgende Erdbebenstöße ähnliche Wirkungen auf das Meer hervorrufen können, ist noch nicht festgestellt. — [41]) Das die ältere Theorie der Vulkane umgestaltende Werk ist: G. Poulett-Scrope, Über Vulkane, 1862, deutsch von A. v. Klöden, 1872, dem sich später anschloß J. W. Judd, Volcanoes, London, 4. ed. 1888. Die neuern, besonders durch Stübel, Branca u. a. angeregten Anschauungen werden übersichtlich und gemeinfaßlich erläutert in H. Haas, Der Vulkan, Berlin 1903. Mit guten Abbild. Vergl. auch Supan, Phys. Erdk., 6. Aufl. 1916, 382—417 und besonders „Der Vulkanismus" von F. v. Wolff, Bd. I, Allg. Teil, Stuttg. 1914. Ferner die Berichte von E. Rudolf u. E. Tams im Geogr. Jahrb.

Nebenerscheinungen. Zuweilen quellen aus zahlreichen Öffnungen eines Geländes Massen schlammigen, mit Wasserdampf und Gasen durchtränkten Erdreichs und schütten sich allmählich zu kleinen, kegelförmigen Schlammvulkanen auf, die an der Spitze einen kleinen Krater besitzen. Niemals aber handelt es sich hierbei um ein Empordringen vulkanischen Gesteins; und da man solche Gasentwicklungen nicht selten unter lockerm und durchfeuchtetem Sediment auftreten sieht, so erkennt man, daß die Ursprungsstätten nicht tief liegen können [42]).

Ähnlich verhält es sich mit den Springquellen oder Geysir, die für einzelne Vulkangebiete — wie Island, Neuseeland, den Yellowstonepark innerhalb der Felsengebirge Nordamerikas, — bezeichnend sind. Aus niedrigen Sinterkegeln werden in längern oder kürzern Zwischenpausen Strahlen heißen Wassers durch die Gewalt der sich am Grunde der Quelle zuerst bildenden Dampfmassen emporgeworfen. Diese Dampfbildung entzieht dem überhitzten Wasser Wärme, so daß eine Zeit vergeht, bis die Spannkraft des Dampfes den Druck der Wassersäule von neuem überwindet. Ist schließlich die gesamte Wassermasse zum plötzlichen Übergang in Dampf bereit, so erschöpft sich die Kraft der Erscheinung mit einer letzten Explosion und es tritt eine tagelange Ruhe ein [43]).

Wo aber eine deutlich ausgebildete Röhre besteht, durch welche das in der Erdrinde eingeschlossene Magma mit der Oberfläche in Verbindung treten kann, dringt das gewaltige Glutgemisch zugleich mit Massen von Wasserdampf und explodierenden Gasen an die Oberfläche, sobald die Steigkraft des Magmas die Widerstände der verschlossenen Röhre zu überwinden vermag.

Die Einzelvorgänge der Eruptionen können hier nur skizziert werden. Dieselben pflegen durch Erschütterungen des Bodens und unterirdische Getöse eingeleitet zu werden, herrührend von den kochenden Bewegungen des empordringenden Glutbreis. Mit Eröffnung eines neuen Kraters oder Entfernung des alten Kraterverschlusses beginnt das Ausströmen der Dämpfe und die Explosionen der Gase über einer von unten beleuchteten mit Funken durchsetzten Säule, sich zu breiten Wolkendecken zusammenballend und ungeheures Material mit hinausbefördernd. Unförmliche Schlackenstücke von oft riesiger Größe gewinnen auf diesem Wege die Gestalt gerundeter „vulkanischer Bomben“ und fliegen Hunderte von Metern weit; Felsstücke der durchbrochenen Erdrinde werden dabei mitgerissen. Weit größer ist die Masse der zerbröckelten und zerriebenen vulkanischen Sande und Aschen (Lapilli oder Rapilli in Italien genannt), die hoch in die Luft geschleudert werden, so daß sie dieselbe über weite Flächen verdunkeln und weit und breit die Gegend mit ihren Ablagerungen bedecken. Der Wasserdampf, der sich in der höhern Atmosphäre rasch verdichtet, gibt zu wolkenbruchartigen Regengüssen und zur Bildung verheerender Gießbäche Veranlassung, welche sich mit der Asche mischen und diese in eine breiartige Masse verwandeln; aus dieser bildet sich durch Verhärtung der sog. vulkanische Tuff (Peperin, Puzzolanerde). Elektrische Entladungen begleiten diese Gewitter. Nicht immer wird die Eruption auch von dem Erguß zusammenhängender geschmolzener Steinmassen, der Lava, begleitet, welche den Krater anfüllend an den Seitenwänden des Eruptionskegels als zähflüssige Massen herabgleiten oder aus plötzlich aufgerissenen Seitenspalten des Berges hervorquellen. Rasch bildet sich auf diesen eine Erstarrungskruste, aber

[42]) Die Schlammvulkane werden daher zuweilen von der Betrachtung vulkanischer Bildungen ganz ausgeschlossen. Vergl. Penck, Handb. d. Morph. 1894, I, 54 ff., Wolff, a. a. O. 633. — [43]) Theorie von Rob. Bunsen (Ann. d. Physik u. Chemie 1847, Bd. 72, S. 79 ff.) Einwände gegen dieselbe erhob H. v. Lang (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1880, 225 ff.) Näheres in Wolff, Vulkanismus, 622—28.

sie bewahren ihre Wärme oft Jahrzehnte. Einzelne Vulkane, wie die der Hawaiischen Inseln, treiben sehr dünnflüssige Lava aus, die rasch fließend nach allen Seiten flache Ströme ergießt. Monatelang dringen aus der erkalteten Lava oder Rissen des Kegels Wasserdampf mit Beimischung anderer flüchtiger Stoffe — die sog. Fumarolen — hervor. Eine seltenere Erscheinung ist das Hervorpressen von Teilen der den Berg krönenden Kuppe als kompakte Felsmasse, wie sie nadelförmig bis zu 360 m an Höhe den Vulkan des Mont Pelée auf Martinique seit dem furchtbaren Ausbruch vom J. 1902 kürzere Zeit überragte[44]). Bei letzterm wirkte zudem nichts so vernichtend als glühend heiße, hochgespannte Gase, die seitwärts aus dem Berge hervorbrachen und mit furchtbarer Gewalt über St. Pierre hinstrichen. —

Die Größe des Einzelausbruchs charakterisiert man einerseits nach dem Verbreitungskreis begleitender Erscheinungen, andererseits nach der Masse des herausbeförderten Materials. Beides steht nicht immer im gleichen Verhältnis. Der Schall des Explosionsgetöses verbreitete sich beim Ausbruch des in der Sundastraße gelegenen Krakatoa (Aug. 1883) bis über Ceylon und Manila hinaus[45]), also mehr als 3000 km weit; beim Tambora (1815) auf Sumbawa, einer der Kleinen Sundainseln, kaum halb so weit, aber die Masse der Auswürflinge wird bei ersterem nur auf 18, beim Tambora auf 103 cbkm geschätzt[46]). Die Verbreitung der leichteren unter diesen hängt natürlich von den herrschenden Winden ab. Aschen gelangen oft in Luftschichten mit andern Strömungen, als sie unten herrschen. Beim Ausbruch des Coseguina an der Westküste Zentralamerikas von 1835 ward die Asche den Passaten entgegen 1300 km weit nach Jamaica getragen. Fein zerstiebter Staub gelangte beim Krakatoaausbruch in so hohe Luftschichten, daß er sich jahrelang, die Erde mehrmals umkreisend zu halten vermochte, um eigenartige Dämmerungserscheinungen hervorzurufen[47]).

Theorie des Vulkanismus. Unwillkürlich denkt der Laie, wenn von Vulkanen die Rede ist, an mehr oder weniger kegelförmige Berge. Die Bildung solcher Vulkanberge ist aber nur eine der Formen, in denen sich die vulkanische Tätigkeit äußert. In manchen Teilen der Erdoberfläche sind gewaltige Gebiete deckenförmig mit eruptiven Massen überlagert, deren Mächtigkeit Hunderte von Metern übersteigen kann.

Dies gilt besonders von dem Kolumbiaplateau im Bereich der Felsengebirge Nordamerikas und vom nordwestlichen Dekan in Vorderindien mit den wohl 600000 qkm einnehmenden Trappdecken. Kleinere Flächen nehmen die gleichen Gebilde in Spanien, Kleinasien und Island ein. Hier muß überall die Erdrinde an zahllosen Stellen den glutflüssigen Lavamassen ohne eigentliche Bergbildung einen Ausweg geboten haben.

Es liegt nahe, diese Form von Deckenbildung durch eruptive Massen bereits einer hinter uns liegenden Periode der Erdgeschichte zuzuweisen, während seit der spätern Tertiärzeit und bis in die Gegenwart hinein mehr die Bergaufschüttung an einem oder mehreren nahbenachbarten Eruptionszentren hervorgetreten ist. Diese Wahrnehmung ist einer der Hauptgründe, weshalb man sich von der Fortexistenz eines allen Vulkanen gemeinsamen glutflüssigen Magmaherdes losgesagt hat, den man für die ältesten Zeiten der Rindenbildung der Erde wohl annehmen muß. Eine neuere Theorie[48]) denkt sich den weitern Entwicklungsgang derart, daß sich zunächst über der ursprünglichen Erstarrungskruste durch das unausgesetzte

---

[44]) A. Lacroix. La Montagne Pelée et ses éruptions, Paris 1904. Vergl. K. Sapper in N. Jahrb. f. Mineral. Bd. II, 1 ff. — [45]) Berghaus, Phys. Atlas, 1. Abt. Nr. 3. — [46]) Penck, Morph. I, 437. — [47]) Pet. Mitt. 1886, 10—24 nach Verbeeks Hauptwerk. — [48]) A. Stübel, Das Wesen d. Vulkanismus, Berlin 1897; Derselbe, Ein Wort über den Sitz der vulkan. Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901.

Austreten eruptiver Massen eine Art Panzerdecke gebildet habe, in der dann größere oder kleinere Einzelherde als Sitze der vulkanischen Tätigkeit für spätere Zeiten zurückgeblieben sind; die letztern müßten sich dann im Laufe der Zeiten an Raum verringert und voneinander getrennt haben, der Erdoberfläche dabei näher und näher rückend, um sich schließlich durch Eruptionen völlig zu erschöpfen.

Nicht jedem einzelnen Vulkanberg kommt nach diesen Anschauungen ein solches Magmanest oder ein eigener peripherischer Herd zu. Einen gemeinsamen wird man aber für diejenigen Vulkangruppen annehmen müssen, bei denen die Eruptionen sich in gleichartigem Wechsel der Beschaffenheit der Auswurfstoffe und Gasausströmungen vollziehen[49]).

Was nun den Mechanismus der Emporhebung des unterirdischen Magmas betrifft, so ist man über diese schwierige Frage noch wenig im Klaren. Hält man an kleinern peripherischen Herden fest, so kann dabei kaum der oft herangezogene Druck sinkender Erdschollen als Ursache des Emporquellens gelten, weil letzteres doch in Form plötzlicher Eruptionen geschieht, während solche tektonische Vorgänge sich nur ungemein langsam vollziehen. Neuerdings will man das Steigen des Magmas wieder auf ein Stadium des Aufblähens zurückführen[50]), welchem die glutflüssige Masse während der Abkühlung unterliege, wie dies bei manchen Schmelzflüssen unter sehr hohem Druck experimentell wohl nachgewiesen ist. Andere halten nach wie vor den erneuten Zutritt von Wasser und damit gewaltige Dampfbildung für die Vorbedingung des Empordringens. Wie dem auch sei, Schwierigkeit bereitet bei Erklärung aller dieser Vorgänge noch immer der Ursprung der gewaltigen Massen Wasserdampfes, welcher den tätigen Vulkanen — wenn auch nicht in allen Stadien der Eruption — sichtlich entweicht und ohne dessen Niederschläge die Bildung von Tuffmassen nicht denkbar ist.

Die Tatsache, daß man die meisten der tätigen Vulkane auf Inseln oder in Küstenländern beobachtete, schien dem Gedanken Vorschub zu leisten, daß eindringendes Meerwasser ein wichtiger, ja unentbehrlicher Faktor vulkanischer Arbeit sei. Indessen sind viele der größern Vulkane, wie z. B. diejenigen Ecuadors oder Mexikos mehrere hundert Kilometer von der heutigen Meeresküste entfernt; und seit man solche Feuermassen mitten im afrikanischen Kontinente gefunden hat, muß diese Ansicht wohl aufgegeben werden. Gegen die Herkunft des Wasserdampfes aus Sickerwasser, wie es die oberflächlichen Schichten der Erdrinde durchfeuchtet und durch Niederschläge, fließende und stehende Gewässer der Oberfläche, sowie das Meer in die Tiefen gelangt, um dann teilweise als Quellwasser oder auch als Therme wieder zutage zu treten — man hat diese, die eigentliche Hydrosphäre bildenden Wasser wohl als „vadose“ (d. h. seichte) zusammengefaßt — spricht manches: So einerseits die Unregelmäßigkeit der eruptiven Tätigkeit gegenüber der als ununterbrochen anzunehmenden Zufuhr solchen vadosen Wassers; andererseits könnte dieses bei der hohen Temperatur im Erdinnern nur in Dampfform zum Feuerherd dringen und also kaum mehr Träger aller der chemischen Beimischungen sein, die man gleichzeitig mit den Wasserdampfmassen den Vulkanen entweichen sieht. Dies hat einige Forscher[51]) zu der Ansicht geführt, daß durch

---

[49]) A. Bergeat, Stübels Untersuchungen über die Eruptionszentren in Südamerika (Zentralbl. f. Mineral. 1902, N. 23). — [50]) A. Stübel, Vulkanismus, 24 ff. — [51]) Tschermack, Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung (Sitzber. d. Wiener Akad., Math.-Nat. Kl., 75. Bd. 1877). — E. Sueß, Über heiße Quellen, (Verh. deutscher Naturforscher, 1902, Allg. Teil). Die Ansichten von Sueß u. a. haben in A. Bonn (Recherches sur l'exhalation vulcanique. Gent 1911) einen scharfen Gegner gefunden, dessen Analysen vulkanischer Exhalationen ergaben,

das Magma selbst die Entgasung der umgebenden Erdrinde bewerkstelligt werde. Es steht ja außer Zweifel, daß bei der Gesteinsbildung gewaltige Massen von Wasser gebunden werden. Bei der im heißen Erdinnern erfolgenden Zersetzung soll dies mitsamt der Fülle begleitender Stoffe in Gasform dem Gesteinsmaterial wieder entzogen und so als „juveniles", also jugendliches Wasser bei den Eruptionen wieder der Erdoberfläche zugeführt werden. Indessen haben auch diese Anschauungen sich noch nicht allgemeine Geltung verschafft.

Die zweite Frage, die im Vordergrund der Erörterung steht, ist die, ob das Vorkommen der Vulkane an Spalten in der Erdrinde gebunden ist. Zuerst ward dies ziemlich schematisch aus der geographischen Anordnung der mehr oder weniger gesellig auftretenden Vulkangruppen geschlossen, die allerdings scheinbar sehr häufig eine reihenförmige ist. Vertieft ward diese Anschauung, als man erkannte, daß ein solches geselliges Auftreten tertiärer, wie neuerer Vulkanmassen ganz vorzugsweise in solchen Teilen der Erdoberfläche erfolgt, die auch nach anderer Richtung als Regionen lebhafter tektonischer Bewegungen, insbesondere als Ränder von Senkungsfeldern usw. zu gelten haben[52]). Hierher gehört in erster Linie die Umsäumung des großen Ozeans mit ihren zahllosen reihenförmig angeordneten Vulkangruppen (vergl. § 165). Diese sog. Spaltentheorie hatte vor Jahren die ältere Hebungstheorie so ziemlich verdrängt. Ihr gegenüber weisen die Gegner einerseits darauf hin, daß solche vermutete Spalten und Verwerfungen, welche dem empordringenden Magma die Wege zur Oberfläche bahnen, bisher gerade dort, wo sich die Vulkane erheben, in den seltensten Fällen geologisch nachgewiesen seien. Andererseits[53]) gibt es tatsächlich Gegenden, wo die horizontal gelagerten Schichtengesteine massenhaft durch Explosionskrater quer und unmittelbar ohne Vorhandensein einer Spalte durchsetzt sind. Dies hat man unzweifelhaft an den Vulkanen der Eifel, am Nordfuß der schwäbischen Alb sowie in Schottland gefunden.

Ist hierdurch die Spaltentheorie in ihrer engsten Anwendung auch erschüttert, so hat man doch unweit eruptiver Durchbrüche so vielfach Störungslinien im Aufbau der Erdrinde nachgewiesen, daß man solche Strecken geringern Widerstandes nach wie vor als Gegenden wird ansehen müssen, die den in voraussichtlich geringer Tiefe befindlichen Magmaherden gestatten, die Erdrinde stellenweise zu durchbrechen, sei es in der Form der geschilderten Explosionskrater, sei es durch größere Eruptionsschlote.

Die Einzelformen vulkanischer Erhebungen[54]). Wenn auch in Einzelfällen die Ränder durchbrochener Erdschichten etwas aufgewölbt sein können, so ist im allgemeinen die Kegelform vulkanischer Erhebungen nicht, wie man früher innerhalb der sogenannten Hebungstheorie annahm, durch wirkliche Erhebung von unten gebildet, sondern durch Aufschüttung und Aufschichtung der von innen herausgeförderten Stoffe. Die im Laufe der Zeit durch Erosion so stark abgetragenen Vulkanrümpfe haben dies dargetan. Der Einblick in den innern Bau der Berge ließ zugleich die sog. homogenen, d. h. aus gleichartigem Material aufgebauten Vulkanberge von den Schicht- oder Stratovulkanen unterscheiden[55]), bei welchen

daß diese ärmer an Wasserdampf seien als die umgebende atmosphärische Luft. — [52]) Ed. Sueß, Das Antlitz der Erde, I, 1885. — [53]) W. Branco, Schwabens Vulkan-Embryonen, Stuttg. 1895; derselbe, Neue Beweise ü. d. Unabhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten (Neues Jahrb. f. Mineral., 1898, I). — [54]) E. de Martonne, Traité de géographie physique, Paris 1909, Chap. VI; Reliefs volcaniques. — [55]) K. von Seebach, Zeitschrift d. deutschen Geolog. Gesellsch. 1866, Bd. 18, 643.

letzteren festere Lavaschichten mit lockeren Tuff- und Geröllmassen wechselten. Je nach dem Material kommen steile Aufschüttungen bis zu 30°, 35° und mehr längs der Kegelwände vor; so steile Böschungen freilich nur am obersten Aschenkegel oder Kraterrand. Reine Lavavulkane wie die der Hawaiischen Inseln erreichen selten ein steileres Profil als 8°– 10°. Nicht alle Vulkanberge zeigen an ihrem Gipfel einen kessel- oder trichterförmig ausgehöhlten Krater als obersten Rand der ehemaligen oder noch tätigen Ausbruchsstellen, sondern enden mit einer stumpfen domförmigen Kuppe. Das gilt besonders von den zahlreichen Vulkangipfeln der Auvergne in Frankreich (Puy-Form). Andere sind durch einen pyramidenförmigen Auswuchs am Gipfel, bezw. deutliche Reste eines solchen (aber gleichfalls ohne Krater) ausgezeichnet. Ziemlich scharf stellen sich diesen Formen die Vulkane gegenüber, welche durch einen steil nach innen sich kesselförmig herabsenkenden mächtigen Ringwall, der sog. Somma (Vesuv) oder Caldera, gekrönt sind, in dessen Senke sich vielfach später aufgebaute Aschenkegel erheben. Während man diese verschiedenen Formen früher einfach auf verschiedene Entwicklungsstadien der Vulkane zurückführte, will sie eine neuere Anschauung scharf voneinander scheiden (Stübels Vulkantheorie). Diese stellt jene domförmigen mit den Calderavulkanen auf eine Linie und betrachtet sie als monogene, d. h. sie sollen im wesentlichen nur durch eine einmalige gewaltige, wenn auch auf lange Zeit fortdauernde Entleerung des unter ihnen befindlichen peripherischen Herdes bis zu dessen völliger Erschöpfung gebildet sein. In den Dombergen wäre hiernach die Krönung des einmaligen Ausbruches erhalten, in den Calderabergen dagegen die Lavamasse vor ihrer gänzlichen Erstarrung in den Eruptionsschacht und mit diesem zurückgesunken. Die Pyramidenform könnte möglicherweise durch Emportreiben mächtiger geschlossener Staukuppen entstanden sein, wie sie die Erfahrung wieder an den Peléeausbrüchen von Martinique 1902 kennen lehrte. — Sobald nach großen Ruhepausen, während welcher der Vulkan durch die Verwitterung und Abtragung mannigfache Umgestaltung seiner äußern Form erfahren haben kann, dieser beginnt durch Krater- und Aschenkegel-Bildung, Lavaströme und andere Begleiterscheinungen sich von neuem aufzubauen, hätte man es mit polygenen Bildungen zu tun. Die meisten noch heute oder in jüngerer Zeit tätigen Vulkane gehören hierher. Sie haben sich hierbei Eruptionsschachte aufgebaut, die leicht auch späteren Ausbrüchen die Wege weisen.

Die Mehrzahl der Vulkane wirft gleichzeitig Material aus, das den durchbrochenen Erdschichten entnommen ist. Es gibt aber auch Fälle, wo ausschließlich dieses letztere hinausgeschleudert wird, ohne daß glutflüssige Masse folgte. Das scheint besonders bei explosiven Ausbrüchen vorzukommen, die an der Erdoberfläche oft neue kraterförmige Vertiefungen (Maare) bilden. Die Verwitterung legt nicht selten wie in der schwäbischen Alb solche tufferfüllten Durchbruchsschlote bloß (Über die Verbreitung der Vulkane § 165).

Eine offene Frage ist noch, ob das Auftreten von vulkanischen Erhebungen über dem Meeresboden andern Gesetzen wie auf dem Festlande folgt. Daß hier neben weiten vulkanischen Gebieten andere vorhanden sind, in denen die Auftürmung von hohen Gipfeln massenhaft und weit zahlreicher als in subaërischem Gebiet erfolgt ist, darf man vielleicht aus den Koralleninseln der Südsee schließen, deren Sockel fast immer die steilen Böschungen vulkanischer Bildung zeigen[56]). Die

[56]) Gerland, Vulkanist. Studien, I; Die Koralleninseln (Beitr. z. Geophysik, II, 25—70; s. a. Pet. Mitt. 1895, 79).

meisten hohen ozeanischen Inseln sind rein vulkanischen Ursprungs, keineswegs aber alle (§ 193).

§ 135. Strandverschiebungen als Beweise epirogenetischer Vorgänge. In hohem Grade haben seit Mitte des 18. Jahrhunderts jene Tatsachen die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt, welche immer zahlreicher an verschiedenen Küsten der Erdoberfläche für eine zwar langsame, aber doch stetige und deutlich in ihren Folgen wahrnehmbare Verschiebung der Strandlinie — der Grenze zwischen dem Meereswasser und dem festen Ufer — sprechen.

Teils handelt es sich um ein Aufwärtswandern der Strandlinie, die man neuerdings, um im Widerstreit der Meinungen über den Ursprung der Erscheinungen einen neutralen Ausdruck zu haben, als positiv bezeichnet, teils um eine Abwärtsbewegung oder eine negative Strandverschiebung[57]).

Die senkrechte Verschiebung der Strandlinie kommt also hierbei in Frage, keineswegs etwa nur diejenige land- und seewärts ohne Höhenänderung, obwohl bei flachen Ufern begreiflicherweise ein geringes Steigen oder Sinken der Strandlinie im vertikalen Sinn bedeutende Änderungen im horizontalen zuwege bringt. Die Küsten gehören ja bekanntlich mit zu den veränderlichsten Gebilden der Erdoberfläche. An zahllosen Stellen des Meeresufers wandert die Strandlinie land- oder seewärts, oft aus ganz lokalen Ursachen. Der Wogenandrang spült, durch stetige Winde verstärkt, das Ufer ab und zerstört es, so daß also Landverlust eintritt; oder die Strandlinie weicht infolge von Anschwemmungen weichen Erdreichs mit Abdämmung kleiner Küstengewässer immer mehr seewärts zurück und Land wird trocken gelegt. Dies alles kann aber lange Zeit hindurch ohne alle Vertikalverschiebung der Strandlinie vor sich gehen.

Die Abwärtsbewegung[58]) oder negative Strandverschiebung ist leichter zu beobachten und tritt auch dem Laien durch die Muschelbänke und Anhäufungen von Treibprodukten, welche den Boden des trocknen Strandes weithin bedecken, deutlich vor Augen, und zwar — das ist der springende Punkt — an Stellen, welche heute die Wogen auch bei den größten Sturmfluten nicht mehr erreichen. Es wird also hierbei immer Land trocken gelegt. Klippen tauchen unweit der Küste auf, das Fahrwasser der Küstenbuchten und Flußmündungen wird seichter und schwieriger.

In der Tat hat diese Erscheinung an der schwedischen Küste die Bewohner veranlaßt, verschiedene Ansiedelungen, wie Fischerdörfer, zu verlassen und Kilometer weit abwärts an den neuen Strand zu verlegen. Landmarken, in die Uferfelsen gehauen, haben ergeben[59]), daß der Spiegel der Ostsee im Norden durchschnittlich während der letzten 100 Jahre um etwa 1 m, also jährlich ca. um 1 cm, in Mittelschweden um ca. $^2/_3$ dieses Betrages, im Süden verschwindend unter die Landmarken gesunken ist.

Positive Strandverschiebung fällt weniger in die Augen. Indessen hat die Entdeckung alter Baureste im Wasser, weiter Torfmoore, ja ganzer versunkener Wälder mit aufrechtstehenden, im Sand vergrabenen Bäumen gleichfalls aufs deutlichste nachgewiesen, daß der Landverlust

[57]) Diese Bezeichnung rührt von E. Sueß her. (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, 1880, S. 171.) Der Kritik der beobachteten Erscheinung sind wesentlich die Abschnitte VIII—XIV. im 2. Bde. seines Werkes: Das Antlitz d. Erde, 1888, gewidmet. — [58]) Vergl. F. Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten, Leipzig, i. J. 1879, also vor der Sueßschen Kritik, erschienen. — [59]) Penck, Morph. II, 1894, 537. Die Zusammenstellungen nach L. Holmström (1888).

mit einer Aufwärtsbewegung der Strandlinie im engsten Zusammenhang steht, sei es unmittelbar, sei es indem dadurch dem Wogenandrang die Annäherung, die Belastung und Zerstörung des Ufers erleichtert wird. In manchen Fällen kann ein Zusammensacken des durchfeuchteten Uferbodens allerdings ähnliche Wirkungen hervorrufen, und das Maß der positiven Strandverschiebung hat man mit Sicherheit heute noch nicht bestimmt. Die Gesamtheit der Vorgänge erheischt die Aufstellung zahlreicher selbstregistrierender Pegel an allen Küstenpunkten der Erde zur Entscheidung der interessanten Fragen.

Man hat diese Erscheinungen im 18. Jahrhundert auf eine Niveauschwankung des Meeresspiegels zurückgeführt, dann aber die Bewegung auf die Erdrinde selbst übertragen und daher bis vor kurzem stets von Hebungen und Senkungen der Küsten oder einem Auf- und Absteigen derselben gesprochen. In diesem Stadium sind die Gesamtbeobachtungen auch auf Erdkarten übertragen[60]), aus denen, abgesehen von den unerforschten Gebieten, eine ziemlich regellose Verteilung der Erscheinung hervorzugehen schien. Seit indessen eine strengere Kritik viele Beobachtungen als irreführend oder unrichtig gedeutet nachgewiesen hat, hat man diese Versuche aufgegeben[61]). Zugleich kehrte man zu früheren Anschauungen zurück und erblickte aus theoretischen Gründen im Schwanken des Meeresspiegels bei unbeweglicher Grundlage des Bodens wiederum die Ursache der Erscheinungen[62]). Indessen gründliche Einzelerforschungen innerhalb beschränkter Gebiete aus neuester Zeit weisen langsame Aufwölbungen bestimmter Rindenteile der Erde, speziell von Schweden, wie es scheint, so ausreichend nach, daß man langsame, sog. säkulare Bodenschwankungen wie in früheren Zeitaltern auch für die Jetztzeit zur Erklärung der fraglichen Verschiebungen heranzieht. Aber weil solche Nachweise im einzelnen sehr schwierig zu führen sind, wird man gut tun, zurzeit negative Strandverschiebung nicht ohne weiteres mit Hebung des Landes, positive mit Senkung desselben gleichbedeutend zu setzen.

Gegen die Ansicht[63]), daß es sich bei diesen Erscheinungen um eine sog. „Umsetzung der Meere" handelte, wonach zurzeit das Weltmeer das Bestreben haben sollte, von den Polen mehr nach den äquatorialen Gegenden zu strömen, läßt sich trotz des Umstandes, daß negative, mit Landgewinn verbundene Strandverschiebungen vorwiegend und in größerm Betrage in höhern Breiten beobachtet sind, sagen, daß dann in diesen Gegenden ein gemeinsames Zurückweichen der Strandlinie zu bemerken sein müßte. Dies ist jedoch nicht der Fall. Ein etwaiges Einsinken der großen Meeresbecken oder einzelner Teile kann gleichfalls nicht die Ursache sein, da sonst an allen Küsten der Erde Land bloßgelegt werden oder der Meeresspiegel sinken müßte, was ebenfalls den Beobachtungen widerspricht.

Nun schien es, als könne der Massentransport von Sedimenten, welche die Flüsse herabführen, den Wechsel der Strandverschiebungen dadurch erklären, daß die längs der Küsten abgelagerten Massen auf das Meer eine anziehende Wirkung ausübten und seinen Spiegel also höben. Indessen kann

---

[60]) S. d. Karte in R. Credner, Die Deltas, Erg.-Heft z. Pet. Mitt. 1877, in Hahns Werk 1879 (Anm. 58) und Berghaus, Phys. Atl. I, Taf. 3. — [61]) Neumayr hat keine solche Karte. — [62]) Hauptvertreter dieser Ansicht war Ed. Sueß, Antlitz d. Erde, Bd. II, 1888. — [63]) Die Quellen für alle diese Kontroversen findet man am besten in E. Rudolphs u. E. Tams' kurzen Referaten im Geogr. Jahrb. zusammengestellt. S. auch Penck, Morph. II, 525—544, und die übersichtliche Skizze von Philippson in Geogr. Zeitschr. I, 1895, 213—224.

dann kaum auf kürzere Strecken die negative Verschiebung beobachtet werden, wie es tatsächlich geschieht, und besonders eine zeitlich so rasche Änderung nicht eintreten, wie man sie z. B. in Schweden beobachtet hat. Somit dürften langsame Aufwölbungen der Erdrinde, wie man für Schweden sie immer wahrscheinlicher gemacht hat[64]), d. h. also epirogenetische Vorgänge (S. 303) den Wechsel der Erscheinungen doch am besten erklären, zumal wenn man in die Vergangenheit blickt.

Die alten Strandlinien[65]). Stark in die Augen fallend sind an felsigen Küsten und Buchten die eingekerbten Strandlinien, welche man ganz besonders in Norwegen (dort Seter genannt) und Nordamerika, überhaupt aber in höheren Breiten hoch über dem heutigen Meeresspiegel wahrnimmt. Meist ist ihnen eine Strandterasse mit Muschelbänken vorgelagert. Kein Zweifel, daß das Meer einst in der Höhe dieser Linien stand, wenn man ihre Entstehung auch mit größerem Recht auf Zeiten zurückführt, in denen Eisschollen, sich an den Felswänden reibend, diese Spuren hinterließen. Denn die Meeresbrandung kann unmöglich in den engen Fjordkanälen eine solche erodierende Wirkung ausüben. Andererseits fehlen die Strandlinien zumeist an den Außenküsten z. B. Norwegens und haben sich dagegen im Innern in solchen Höhen (bis zu 1100 m) nachweisen lassen[66]), daß das Meer diese Gegenden nicht erreicht haben kann. Dies hat zu der Vermutung geführt, daß die Strandlinien in einstigen Binnenseen, die in der Eiszeit gegen die Küste hin durch Gletscher abgeschlossen waren, durch die Reibung des Eisfußes der in sie herabhängenden Seitengletscher gebildet sein könnten. Uns beschäftigen jene alten Strandlinien hier nur deshalb, weil sie nicht durchweg horizontal verlaufen, sondern meist z. B. in Norwegen mit schwacher Steigung nach innen; ja dieselbe Steigung ist auch in Schweden für solche Terrassen festgestellt, welche mit den gleichartigen, also gleichzeitig lebenden Fossilien bedeckt sind. Da nun auch die ehemaligen Strandlinien in den großen diluvialen Binnenseen Nordamerikas, deren Reste uns heute nur noch in kleineren Becken erhalten sind[67]), vielfach nicht horizontal verlaufen, wie es bei einfacher Entwässerung oder allmählicher Verdunstung ohne Änderung der Beckenunterlage der Fall sein müßte, so darf man auch hierin den Beweis für langsame Biegungen der festen Erdrinde, also epirogenetische Vorgänge sehen.

Im Bereich der großen archaischen Scholle von Fennoskandia (S. 365) hat man die Niveauverschiebungen in spät-glazialer Zeit durch Einzeichnung von sog. Isobasen oder Linien gleicher Deformation feststellen können[68]), indem man alle Punkte gleicher Höhe der ehemaligen Strandlinien miteinander verband. Das Gebiet größter Deformation (um 200—250 m) scheint danach in der Gegend des Bottnischen Meerbusens gewesen zu sein. Andererseits haben die Fossilien der Muschelbänke Skandinaviens wahrscheinlich gemacht, daß seit der Eiszeit mehrere Niveauschwankungen sich abgelöst haben[69]). Das sog. Yoldiameer (nach einer ein polares Klima voraussetzenden Muschel, der Yoldia arctica, benannt) hätte hiernach Skan-

[64]) S. R. Siegers sorgfältige Studie: Seeschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien, (Zeitschr. f. Erdk., 24. Bd. 1893, bes. S. 477 ff.). — [65]) Sandler, Z. Strandlinien- und Terrassen-Literatur (Wiss. Veröffentl. d. Ver. f. Erdk., Leipzig 1891, 295—313, und Geogr. Jahrb. XVI, 1893, 144 ff.). — [66]) A. M. Hansen, om Seter in Central Norway (Nature, Bd. 23, 1886). — [67]) Geogr. Jahrb. XVI, 1893, 147. — [68]) G. de Geer, Verhandl. geol. Ges. Stockholm, XX, 1898; W. Ramsay, Über die geolog. Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. (Zeitschr. Fennia XVI. Helsingfors 1900, 1—146, bes. 122 ff.); E. Geinitz, Das Quartär in Nordeuropa, 1904. — [69]) Geinitz, Die Eiszeit, Braunschw. 89—110, die postglazialen Niveauschwankungen. — A. G. Högbom, Fennoskandia (Handb. d. region. Geologie, Heidelberg IV 3. 1913).

dinavien bis zu einer Höhe von 200 m bedeckt. Dann wich dasselbe zurück, die Ostsee ward in einen Binnensee verwandelt, die sog. Ancylussee, deren Leitfossil in einer Flußschnecke (Ancylus fluviatilis) bestand, bis durch erneute positive Strandverschiebung das Litorina meer mit der gemeinen Uferschnecke, (Litorina litorea), sich bildete, das auch über die südlichen Gestadeländer übergriff. Seitdem befinden sich, wie oben angedeutet, die Strandlinien Schwedens wieder in rückläufiger Bewegung (negative Strandverschiebung).

§ 135a. Bodenbewegungen im Binnenlande. Seit länger hat man in Deutschland die Beobachtung gemacht, daß an einzelnen Punkten von weitem sichtbare Gegenstände wie besonders Kirchtürme dem Blick entschwanden, ohne daß hindernde Zwischenbauten oder Anpflanzungen errichtet wären. Umgekehrt tauchten solche auch auf, die man bisher von den gleichen Stellen nicht erblicken konnte[70]). Gerade die letztere Erscheinung spricht für eine ganz junge Erhebung des Bodens, während das Verschwinden möglicherweise auf lokale Unterhöhlung desselben zurückgeführt werden muß. Bleibende Senkungen hat man auch durch genaue Vergleiche der Höhenlage von Uferpunkten des Bodensees[71]) innerhalb des letzten Jahrhunderts festgestellt, die freilich auch bestimmten Erdbeben ihre Ursache verdanken. Wirkliche Beweise für epirogenetische, sich über größere Flächen ausdehnende Verbiegungserscheinungen hat man jedoch jüngst durch wiederholte Feinpräzisions-Nivellements in der Oberbayrischen Hochfläche gefunden[72]).

Östlich von München hat sich im Laufe der letzten zwanzig Jahre der Boden gegen die Inn-Salzachmulde bei Mühldorf um 60 mm gesenkt und zwar sowohl von O. als von S., so daß man parallele Isokatabasen (Linien gleicher Senkung) entwerfen konnte. Zugleich ergab sich eine Verschiebung von Dreieckspunkten nach Westen.

III. Die Umgestaltung der Erdrinde von außen[73]).

Einleitung. So fest uns das Gerüst, aus dem die Erdrinde aufgebaut ist, erscheinen mag, so ist jedes Felsgestein der allmählichen Zerstörung ausgesetzt, sobald es an ihre freie Außenseite gelangt. Hier wirkt eine Summe von Kräften auf das Gestein, die ihren Ursprung eben an dieser Außenseite haben und mittel- oder unmittelbar ihre Energie von der Sonne erhalten. Wir nennen sie daher exogene, von außen wirkende Kräfte (S. 287). Ihre Wirkung ist am stärksten an der äußersten Oberfläche der festen Erdrinde, sie beeinflussen von da abwärts eine gewisse Schicht von bald geringerer, bald größerer Mächtigkeit, vermögen aber im allgemeinen in größere Tiefen der festen Kruste nicht einzudringen.

Zunächst kommt dabei die Sonnenbestrahlung in Betracht und der durch sie bewirkte Temperaturwechsel im Erdreich selbst. Sodann spielen die sog. Atmosphärilien, d. h. die Bestandteile der atmosphärischen Luft mit ihren Beimischungen, vor allem dem Wasserdampf, ferner das Wasser

[70]) O. v. Linstow, Ü. gegenwärt. Bodenbewegungen bei Bückeburg, in Thüringen usf. (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1917, Monatsber. 121, Berlin 1918). — [71]) C. Regelmann, Ber. d. Oberrhein. geol. Ver. Lindau 1907. — [72]) M. Schmidt, Untersuchung v. Höhen- u. Lageänderungen von Messungspunkten im bayer. Alpenvorland (Sitzber. d. math.-phys. Kl. d. k. Bayer. Ak. d. Wiss. München 1918 u. 1920) m. Karten. — [73]) E. Brückner, Die feste Erdrinde, 1897, 177—278: Die exogenen Vorgänge. — A. Supan, Grundzüge. 6. Aufl. 1916, 472—628. — S. Passarge, Ausgestaltung der Erdrinde durch Weltkräfte (Grundlagen der Landschaftskunde III, 1920); gründlich, wenn auch in gedrängter Kürze nimmt J. Sölch zu allen Einzelfragen Stellung (im Beitrag zu Kende Handb. d. geogr. Wiss. 1916, 139—227: Die außenbürtigen Kräfte).

selbst in seinen drei Erscheinungsformen als tropfbarer Niederschlag, fließendes Wasser sowie Schnee und Eis die Hauptrolle. Endlich arbeiten in der Pflanzendecke auch vegetative Kräfte an der Umgestaltung und tierische Lebewesen greifen sichtbar dabei ein. Das gilt besonders für die Bodenbildung im engern Sinne, d. h. die Herstellung lockern, dem Pflanzenwuchs mehr oder weniger zugänglichen Erdreichs, das wie ein bald zarter, bald dichter und dicker gewebter Schleier den weitaus größten Teil der Landflächen überzieht. Nicht zum geringsten beteiligt sich auch das Menschengeschlecht durch die immer weitere Ausbreitung der Kulturflächen an der feinern Umgestaltung des Landschaftsbildes und damit der Veränderung des äußern Antlitzes der Erde. Doch sollen im Folgenden zunächst nur die exogenen Naturkräfte einer näheren Betrachtung unterzogen werden.

Die mannigfaltigen Vorgänge, die diese Umgestaltungen hervorbringen, lassen sich unschwer in drei zwar vielfach ineinander greifende, aber doch im Grunde aufeinander folgende Stadien aufteilen, kurz gesagt in die Verwitterung, die Abtragung und die Ablagerung des von den exogenen Kräften in Angriff genommenen festen Materials. Es handelt sich bei der Verwitterung um eine Zerstörung des innern Zusammenhangs des Gesteins. Sie läuft entweder auf eine mechanische Zertrümmerung und Verkleinerung desselben oder eine chemische Auflösung überhaupt löslicher Bestandteile hinaus. Die Summe von Einzelerscheinungen, die dabei zutage treten, und als Ergebnis in gewissem Sinn die Bodenbildung haben, vollzieht sich wesentlich ohne größere Ortsveränderung dieser Verwitterungserzeugnisse.

Anders der zweite Akt der Abtragung der lockern Materialien, bei der die Schwerkraft den die Fortschaffung bewirkenden Agentien mächtig zu Hilfe kommt. Denn im allgemeinen handelt es sich dabei um eine Überführung des Materials in tiefere Lagen; nur die Winde vermögen die leichten Stoffe aufwärts zu führen und über höhere Regionen auszubreiten. Die Abtragung kann gelegentlich bis zur völligen Entblößung des unterliegenden festen Bodens fortschreiten, was in dem Ausdruck der Denudation, den man oft für den Vorgang der Abtragung anwendet, seinen Ausdruck findet. Der Raum, in dem sich diese Vorgänge abspielen, läßt sich zwischen zwei ideelle Flächen einschließen. Ein oberes Abtragungs- (Denudations-) Niveau, mit der Zeit sich allmählich senkend, so lange nicht tektonische Hebungen ihm entgegenwirken, läßt sich durch die Gesamtheit der Gipfel der Gebirgs- und Landerhebungen markieren. Das untere Abtragungsniveau ist dort zu suchen, wo die Verfrachtungsmittel selbst endgültig zur Ruhe kommen. Das geschieht einerseits in den tiefsten Stellen der großen abflußlosen Gebiete der Landflächen, andererseits an den Küsten am Meeresufer. Doch vermögen schwimmende Eisberge, Brandungswellen und Küstenströmungen einen Teil des herbeigeschafften Materials noch in weitere Tiefen zu führen.

Wo irgend die bewegte Luft, der abspülende Regen, das fließende Wasser, das strömende Eis zur größeren Ruhe kommen, beginnt sofort das dritte Stadium der Ablagerung (Akkumulation) der mitgeführten Stoffe. Bald zeigt sie sich in der Form einfachen Niederschlags chemisch aufgelösten oder schwebend transportierten Materials, bald in einer Überschüttung oder die Einzelformen umhüllenden Bedeckung des Bodens mit gröberem Geröll, bis zur hügelförmigen Auftürmung der herabgeführten Schuttmassen, wie sie uns in den Erdmoränen der Gletscher entgegentreten (S. 344).

Es ist klar, daß das gleiche Medium einen dem Grade nach wesentlich verschiedenen Einfluß auf das unterlagernde Erdreich hat, je nachdem es sich in ruhigem oder bewegtem Zustand befindet. Eine ruhende Wasserschicht, wie sie, von den leichteren Bewegungen der Oberfläche abgesehen, Binnenseen oder Meeresbecken erfüllt, eine zusammenhängende Schneedecke, vor allem der dichtere Pflanzenteppich in der Form von Grasflächen, Strauchhalden oder Wäldern breiten sich schützend über das Erdreich aus. Zwar ruht die Verwitterung im allgemeinen unterhalb dieser Decken nicht, ja verstärkt sich durch die reicher entwickelten Pflanzensäuren erheblich, aber der Abspülung durch den Regen oder der Abtragung durch den Wind setzen sie starken Widerstand entgegen. Andererseits verstärken sich die Wirkungen des Windes, des fließenden Wassers und des brandenden Meeres bei schnell bewegtem Medium beträchtlich. Denn dabei arbeitet nicht nur Luft und Wasser, sondern weit mehr das mitgeführte lockere Material, der Flugsand der Trockengebiete und das steinige Fluß- und Ufergeröll. Es dient gleichsam als Werkzeug zur stärkern Benagung des Bodens.

Theoretisch sind die Einzelwirkungen der Atmosphärilien und sonstigen exogenen Kräfte ziemlich gleich, solange sich die Verhältnisse der örtlichen Angriffspunkte ähneln. Überblickt man aber ihre Gesamtwirkung über größere Flächen, so erkennt man leicht, wie sehr sie von der Eigenart des die Landschaft beherrschenden Klimas abhängen. Das Maß der Feuchtigkeit der Luft spielt dabei fast eine größere Rolle als die Unterschiede der Temperatur. Freilich treten letztere deutlich in die Erscheinung, sobald die Luftwärme derart herabsinkt, daß die Niederschläge dauernd nur in Form von Schnee herabkommen und sich aus der Firndecke Eisströme oder Eisdecken entwickeln, d. h. in größern Höhen und in polaren Gebieten. Im Grunde setzt daher das Verständnis der Erscheinungen, die uns im folgenden beschäftigen, bereits eine Kenntnis der Verteilung der Klimate der Erde voraus (§§ 254—56). Es mag jedoch an dieser Stelle der Hinweis genügen, daß es sich dabei wesentlich um die drei klimatischen Gegensätze handelt, um ein trockenes, ein feuchtes und ein dauernd kaltes Klima. Wir müßten daher alle näher zu besprechenden Vorgänge der Verwitterung und Abtragung je im Bereich eines ariden, humiden und nivalen Klimas (§ 254), wie man jene Gegensätze bezeichnet hat, verfolgen, können aber bei unserer kurzen Übersicht nur gelegentlich auf diese Unterschiede eingehen[74]).

Dagegen gilt es, gleich zu Anfang noch einen wichtigen Gesichtspunkt hervorzuheben. Es gibt auf der Landoberfläche morphologische Formen, deren Bildung unmöglich auf die heutigen, an Ort und Stelle gestaltend wirkenden Faktoren zurückzuführen ist. Wie man die Sahara und andere Trockengebiete der Erde durch langgestreckte und tiefeingerissene Täler durchzogen sieht, die allein durch starke Ströme von dauerndem Bestand hervorgerufen sein können, während solche jetzt zumeist vollkommen fehlen, so schleichen im norddeutschen Flachland schwache Rinnsale in breiten Talungen dahin, welche letztere die heutigen Flüsse nicht ausgewaschen haben können. Zur Erklärung dieser und ähnlicher Erscheinungen, muß man daher ganz andere klimatische Verhältnisse voraussetzen, als sie heute in jenen Gegenden herr-

[74]) L. Passarge (Anm. 73) führt die Formen und deren Ursachen für den Polar- u. Tundrengürtel, für die „Mittelgürtel", für das subtropische Winterregengebiet, für Salzsteppen u. Wüsten, endlich für die Tropen mit Steppen u. Regenwaldgebieten durch.

schen, in der Sahara regenreiche Zeiten, bei uns eine gewaltige Gletscherströme erzeugende Eiszeit. So finden wir auf der Erde gewissermaßen vorzeitige Formen[75]) vor, die in die Gegenwart, wenn auch im einzelnen mannigfaltig bereits verändert, hineinragen, aber seit der Zeit ihrer Bildung noch nicht zur Unkenntlichkeit umgestaltet werden konnten.

Nehmen wir zum Schluß dieser einleitenden Betrachtungen hinzu, wie ungemein verschieden sich vor allem die sog. Verwitterungsvorgänge abspielen müssen, je nach der Beschaffenheit des Gesteins, das die exogenen Kräfte der Zerstörung unterziehen wollen. Nicht allein kommt es dabei auf die Unterschiede der Weichheit oder Härte, also der verschiedenen Widerstandskraft des Gesteins an gegenüber der mechanischen Zertrümmerung oder chemischen Auflösung. Vielmehr spielen auch die mineralogische Zusammensetzung, das innere Gefüge (die Struktur), seine größere oder geringere Durchlässigkeit, die Lagenverhältnisse eine wichtige Rolle. So hat man es bei der Erklärung morphologischer Formen mit einer großen Mannigfaltigkeit von Vorgängen zu tun, die es begreiflich erscheinen läßt, daß die Wissenschaft bis heute noch nicht zu einer allgemein anerkannten Erklärung und Klassifikation der Formen gekommen ist. Ja es fehlt auf diesem Gebiet noch sehr an einer Übereinkunft über leichtverständliche und eindeutige Kunstausdrücke für die erforderlichen Begriffe.

Die morphologische Terminologie[76]). Ein treffendes Wort, das gegenüber der Tektonik oder dem Inbegriff der aufbauenden Kräfte die von außen umgestaltenden zusammenfaßte, hat sich bis jetzt nicht gefunden. Wenn man jene die konstruierenden, diese die destruierenden genannt hat, so läßt sich erwidern, daß Zerstörung der Landformen auch durch tektonische Vorgänge, wie vor allem die Bruchbildung herbeigeführt werden kann. Ebenso ist die Ablagerung im wesentlichen eine aufbauende und daher nicht eine zerstörende Tätigkeit. Eher rechtfertigt sich der Ausdruck der Bodenverlagerung[77]) für die Summe der Wirkungen exogener Kräfte, wenn auch eine solche bei der Verwitterung nur im geringen Maße erfolgt. Er ist dem der Bodenbewegung vorzuziehen, die doch schon für die geringen Schwankungen der Erdrinde (S. 305) vergeben scheint. Der viel gebrauchte Ausdruck „Denudation“ oder „Entblößung“ markiert mehr das Endergebnis von Verwitterung und Abtragung, weshalb denn manche für letztere den der Ablation vorziehen.

Eine Reihe von latinisierten Begriffen hat man auf die Tätigkeit bestimmter Agentien zu beschränken gesucht, wie die Deflation für die Abhebung durch den Wind, die Erosion für die Wirkungen des fließenden Wassers, die Exaration (Auspflügung) für die schürfende Tätigkeit der Gletscher und Abrasion für die Arbeit der Brandungswelle, was tatsächlich im Wortlaut nicht durchweg enthalten ist. Denn z. B. eine Abrasion oder flächenhafte Abschabung kann auch fern von den Küsten unmittelbar durch Winde und die Regenspülung, weiter mittelbar durch ein fein verteiltes Flußnetz hervorgerufen werden. Als Korrasion oder Korrosion bezeichnet man allgemeiner die vom Boden loslösende, nagende Tätigkeit der über ihn fortbewegten Massen, wie Wind, Wasser, Eis nebst allem dem, was diese an reibendem festem Material mit sich führen. Nach allem erscheint es daher zweckmäßiger, jene Ausdrücke auf die Hervorbringung gewisser Formen zu beschränken,

[75]) S. Passarge, Grundlagen III, 101 ff. — [76]) Mit der Forderung einer Klärung der morpholog. Kunstsprache beschäftigten sich eingehend A. Hettner (Die Terminologie der Oberflächenformen (G. Zeitschr. XVII, 1911, 135—144), sowie J. Sölch, Die Bezeichnung exogener Kräfte (Geogr. Anz. XIII, 1912). S. Passarge, der Schöpfer einer Fülle neuer Bezeichnungen (Physiol. Morphol. 1912) kehrt in den Grundlagen (Anm. 73) meist zu einfachen deutschen Ausdrücken zurück. — [77]) A. Rühl (Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 86.

wie z. B. die Erosion auf eine solche mehr oder weniger linearer Hohlformen (Hohlen und Täler), die Abrasion auf die flächenhafte Abtragung des Geländes, wie sie in der Arbeit der in breiter Front vorschreitenden Meeresbrandung augenfällig in die Erscheinung tritt. Das im Einzelfall wirksame Agens empfiehlt sich dann als Beiwort dem Hauptvorgang beizufügen. Ausdrücke wie äolische, pluviale, fluviatile, glaziale, marine Abrasion würden daher kaum zu Mißverständnissen führen[78]).

§ 136. Die Verwitterung[79]). Läuft die Gesteinsverwitterung in erster Linie auf eine Zertrümmerung des Gesteins hinaus, so hat die Sonne an dieser mechanischen Verwitterung ihren unmittelbaren Anteil. Es kommt dabei besonders auf raschen Temperaturwechsel im Boden an. Denn hier steht nicht die Luft-, sondern die Bodentemperatur in Frage, die man nahe unter der Oberfläche festzustellen sucht (§ 229). Im allgemeinen zeigt die Bodentemperatur weit größere Extreme als die der Luft. In trockenen Klimaten, wie in den eigentlichen Wüsten[80]), wo Ein- und Ausstrahlung wenig durch feuchte Atmosphäre gedämpft wird, erhitzt die Sonnenbestrahlung die Gesteine in hohem Grade, während sie nachts sich rasch und tief abkühlen. Daher zerspringen die Steine leicht; je nach der innern Struktur in schaligen Abblätterungen oder in Durchsetzung mit feinen Spältchen. Daher auch das häufig in der Wüste beobachtete Klingen beim Zerspringen, das Abrieseln feinster Blättchen von einer unmittelbar bestrahlten Felswand, welche durch Salzkristalle bereits gelöst sind, das Zerfallen des Granits in Grus infolge der verschiedenen Erwärmung seiner Gemengteile usf.

Im Laufe der Zeit zersprengt somit die Sonne die Steinbedeckung weiter Gefilde in immer kleinere Trümmer. — Wo Feuchtigkeit hinzutritt und jahreszeitliche Eisbildung vor sich geht, ist der in die feinsten Ritzen eindringende Spaltenfrost der Hauptbeförderer mechanischer Zertrümmerung des Gesteins, ähnlich wie der Landmann unserer Gegenden den Bodenfrost als Mittel zur Lockerung des Ackerbodens begrüßt, oder wie die im Gletschereis befindlichen Schuttmassen durch das häufige Gefrieren und Auftauen dem Zerreiben zugeführt werden. Das Wasser hat bekanntlich bei 4° C. seine größte Dichte und dehnt sich also beim Herabsinken auf den Gefrierpunkt ein wenig aus. Hochgebirge und höhere Breiten mit Winterfrösten sind daher der Schauplatz großartiger Gesteinsverwitterung.

Sie wird befördert durch alles, was die Spaltenbildung begünstigt und die Bindemittel der Gesteinsbestandteile auflöst und fortschafft. Damit ist dem Wasser eine ungemein wichtige Rolle in diesem Vorgang zugewiesen, insofern es zunächst gewisse mineralische Stoffe chemisch aufzulösen vermag, wenn auch nicht immer im reinen Zustand, sondern mit Hilfe der selten fehlenden Kohlensäure oder organischer, durch den Pflanzenwuchs erzeugter Säuren. Es scheiden sich damit die gesteinsbildenden Felsarten in zwei Gruppen. Die einen widerstehen dem Angriff des Wassers bei gewöhnlicher Temperatur, sie sind unlöslich. Hierzu gehören die meisten Silikate, also vor allem der Quarz (die reine Kieselsäure), der mechanisch zu Quarzsand zerfällt, und die Tongesteine (kieselsaure Tonerde), deren

[78]) A. Hettner (a. a. O. Anm. 76), 137. — [79]) J. Walther, Lithogenesis, 1895. 534 ff.; E. Ramann, Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1911; Rich. Lang, Verwitterung und Bodenbildung. Stuttg. 1920; A. Rühl, Einfluß d. Verwitterung u. Erosion a. d. Bodengestaltung (Geogr. Jahrb. XXXV 1912, 81—142, Ber. f. 1903—9). — [80]) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart u. Vorzeit (Berlin 1900, 2. Aufl., 1912).

Bestandteile als Staub vom Winde wohl ausgeblasen oder als feiner Schlick vom fließenden Wasser aus andern Gesteinen ausgeschlemmt, aber nicht chemisch aufgelöst werden. Zur Gruppe der löslichen Gesteine dagegen gehören Kalk, Gips (schwefelsaurer Kalk) und das Steinsalz, um nur die verbreitetsten Gesteine zu nennen. Da aber die meisten Felsarten aus Gemengen verschiedenartiger Bestandteile oder auch aus mannigfaltigen Verbindungen, zersetzbaren und unzersetzbaren, bestehen, so läuft die chemische Verwitterung bei ihnen auf eine Zerfällung in die verwitterbaren Teile und unverwitterbaren Rückstände hinaus. Werden dann die Poren oder Haarspalten tiefer liegender Gesteinsschichten durch feine unlösbare Bestandteile zugeschlemmt, so wird der Verwitterung meist eine Grenze gesetzt. Das Wasser läuft ohne einzudringen an diesen Schichten entlang. Die Durchlässigkeit für Wasser spielt also schon bei diesem Vorgang eine wichtige Rolle. Wo starke Verdunstung stattfindet, und mit dem emporgehobenen Wasser die gelösten Stoffe sich in der Oberschicht niederschlagen oder die Poren verstopfen, bildet sich nicht selten eine harte Schutzkruste (Kalk-, Gips-, Salz-, Eisenkruste), während im Innern die Zersetzung weiter geht.

Von der Bildung einer mehr oder weniger dicken verfestigten Kruste ist die bloße Verfärbung der Oberfläche nackten Gesteins zu unterscheiden. Sie wird in den buntesten Farben durch Oxydation neu hervorgerufen, die der Sauerstoffe der Luft mit den mineralogischen Stoffen der Außenseite der Steine eingeht.

Mineralogische Zusammensetzung, Härte des Gesteins oder Festigkeit des Gefüges, aber ebenso Lagerung, Zerklüftung durch tektonische Vorgänge wie z. B. Schieferung, die das gesamte Gestein durch Tausende von parallelen Spaltflächen bereits durchsetzt, bedingen also große Unterschiede in der Art und in der Schnelligkeit des Verwitterungsvorgangs. Manchmal endigt er schon hart unter der äußersten Kruste des Felsgesteins. Die geschlossene Pflanzendecke bildet im allgemeinen ebenso wie die Firndecke der Hochgebirge einen Schutz gegen zu starken Angriff der Atmosphärilien, indem sie das Wasser zurückhält und die Sonnenbestrahlung ebenso wie die zu starke Ausstrahlung des Bodens mildert. Wo aber die Regenmassen die Aufnahmefähigkeit der Vegetation überschreiten, wo der üppige Pflanzenwuchs beim Verwesungsvorgang den Boden mit Humussäure durchtränkt wie in den Tropen, da greift die chemische Verwitterung tiefer und tiefer ins Gestein; nirgends findet man daher tiefgründigeren Boden als dort. Man hat ihn hie und da bis 100 m tief verwittert oder durch diese Vorgänge umgestaltet gefunden.

§ 136a. Bodenbildung. Das Ergebnis der mannigfaltigen Vorgänge der Verwitterung ist zunächst die Bildung einer lockern Decke, des sog. Verwitterungsbodens. Bei diesem kommt eine eigentliche Umlagerung der Bestandteile noch kaum in Frage. Er besteht aus zumeist nicht leicht voneinander unterscheidbaren, übereinander liegenden Schichten. Auf die Art der Bildung und seine Zusammensetzung üben die klimatischen Verhältnisse der einzelnen Landschaften den hervorragendsten Anteil. Hier seien nur kurz die das Landschaftsbild vielfach beeinflussenden Grundfarben verschiedener Böden und deren wichtigste Ursachen berührt[81]). Bekannt ist, wie sich bei uns unter der vorwiegend dunklen Ackererde oder dem humusreichen Waldboden allmählich hellere Töne zeigen. Das rührt von der Wirksamkeit

[81]) R. Lang, a. a. O. Anm. 79, 28 ff.; S. Passarge, Grundlagen III, 159—162.

der Kolloide in den Verwitterungsprodukten her, jenen gestaltlosen oder kryptokristallinen winzigen Körperchen von großer Oberfläche, die man erst spät von den kristalloiden Bestandteilen der Mineralien zu unterscheiden gelernt hat. Diese Kolloide, die auch in der organischen Welt von großer Bedeutung sind, haben die Eigenschaft, in Lösungen gewisse Stoffe an sich zu ziehen (zu adsorbieren), ohne mit ihnen chemische Verbindungen einzugehen. Dies gilt besonders von den mitgelösten, Farbe gebenden Bestandteilen im Boden, die in erster Linie von Oxydationen des Eisens und Mangans herrühren. Reichere Entwicklung an aufquellenden Kolloiden entfärbt also den Boden mehr und mehr.

Schwarzerden, an feuchtes Klima gebunden, sind durchweg reich an Humus. Den Mooren entströmen stets sehr dunkel gefärbte Gewässer, die in Bächen und Flüssen gesammelt, sich scharf von oft benachbarten Rinnsalen unterscheiden. Brauner den treten auf, wo sich Mischungen von verwitterten Mineralstoffen mit gesättigtem Humus bilden. In den Tropen begegnet man überall roter Erde. Hier tritt die Humusverwitterung zurück. Die höhere Wärme ruft gesättigtere Lösungen von Eisenoxyd hervor, die dem Boden die rote Färbung verleihen. Der Kalkstein zeigt sich durchweg als Gegner der Bildung von Humussäure. Da er im Mittelmeergebiete vorherrscht, läßt er bei der Verwitterung meist rote Erde (Terra rossa) als Rückstand seiner tonigen Beimengungen zurück. Wo aber im feuchten Klima bei reichlichem Niederschlag die Mineralsalzlösungen im Boden mehr ausgelaugt und die adsorbierenden Kolloide selbst wieder gelöst werden, bildet sich der saure Humus. Dieser seinerseits an der Verwitterung teilnehmend entzieht den Eisenlösungen die farbengebenden Bestandteile. Es entstehen die weitverbreiteten Bleicherden (Bleichtone oder Bleichsande) je nach dem Ursprungsmaterial.

Dasselbe Gestein vermag nach obigem auch sehr verschiedene Verwitterungsformen anzunehmen, je nachdem die einzelnen Verwitterungsprodukte auf seiner Oberfläche liegen bleiben oder von ihr entfernt werden. Der Vorgang beginnt mit der Abhebung (Ablation) kleinster Partikel, welche sich gelöst haben; teils geschieht dies durch ihr eigenes Gewicht, teils unter Beihilfe der bewegten Luft oder des rinnenden Wassers. Die Flächen-Abspülung durch das Regenwasser summiert sich in feuchten Klimaten zu großartigster Wirkung und erzeugt hie und da typische Verwitterungsformen über weite Flächen hin.

Dahin gehören im lockeren Erdreich die viel genannten Erdpyramiden[82]), wie sie sich z. B. in Südtirol finden. Dieselben sind aus der gleichmäßigen Decke von Moränenschutt (§ 143) dadurch herauspräpariert, daß größere Blöcke als Decksteine gedient haben, unter welchen die Regenspülung das Erdreich nicht fortführen konnte, während die letztere, verstärkt durch die vom Deckstein gesammelten Tropfen, den lockern Boden ringsum immer tiefer weggewaschen hat. — An Einzelformen der Verwitterung sind besonders Kalkgebirge reich[83]). Besteht die Oberfläche aus reinem Kalkstein und ist sie von steilerem Gehänge, so gräbt reichlich über sie rinnendes meteorisches Wasser, verteilt in feine Rinnsale, allmählich Rillen in die Oberfläche; die flachen Erhöhungen zwischen jenen gehen in Rippen über; die Rillen vertiefen sich zu Racheln, das Wasser sammelt sich in Querrinnen, durch die auf die gleiche Weise scharfkantige Querrippen ausgearbeitet werden, bis die Gesamtoberfläche mit diesen Gebilden derart bedeckt ist, daß die Überschreitung zu den größten Mühsalen gehört. Dies ist die sog. Karren- oder Schrattenbildung. — Auf ebenen Flächen wittern die Tageswässer im Kalkstein häufig schüssel- oder trichterförmige

[82]) Ch. Kittler, Über geogr. Verbreitung u. Natur d. Erdpyramiden. Diss. München 1897. — [83]) J. Cvijić, Das Karstphänomen (Geogr. Abhandl., Bd. V, Wien 1893; A. Penck, Ü. d. Karstphänomen (Schr. d. Ver. z. Verbreit. nat. Kenntn. Wien XLIV. 1904; vergl. d. Bericht A. Rühls (Anm. 79, 111—116.)

Vertiefungen aus, wenn Spalten im Gestein dem rinnenden Wasser und den gelösten Stoffen den Austritt nach unten gestatten. Solche Dolinen, im Karstgebirge besonders häufig, pflegen am Grunde Sande und Lehme als Lösungsrückstände zu enthalten. Bilden sich ähnliche sack- und schlauchartige, mit Verwitterungsrückständen gefüllte Vertiefungen durch denselben Vorgang unter einer fremdartigen Schuttdecke — sie treten immer gesellig auf —, so nennt man die Erscheinung geologische Orgeln. In den Niederungen polarer Gebiete[84]) hat man eigene Arten von Bodenformen gefunden, über deren Entstehung man noch nicht im klaren ist. Teils ist die ganze Fläche durch ein steinerfülltes Spaltennetz in eckigen Figuren durchsetzt (Polygon- oder Karreeboden), teils zeigen sich Gruppen von Steinringen, die mit erdiger Masse ausgefüllt sind (Strukturboden). Da eine gewisse Scheidung zwischen steinigem und erdigem Material dabei auftritt, hat man es vielleicht mehr mit einer Bodenversetzung (Erdfließen, s. u.) zu tun.

Zusammengesetzte Verwitterungsformen werden dort entstehen, wo verschiedenartiges Gestein in raschem Wechsel der Lagerung den gleichen Verwitterungsbedingungen ausgesetzt ist. Das tritt besonders bei Berggipfeln und solchen Bergkämmen hervor, an denen Schichtenköpfe zutage kommen. Die weicheren und angreifbareren unter diesen werden schneller verwittern, die härteren aus dem Schutt jener allmählich hervorragen. Doch hängen die wahrhaft typischen, in die Augen fallenden Formen hier mehr von lokalen Verhältnissen ab, ob nämlich der Verwitterungsschutt überhaupt und wie schnell er entfernt wird, oder wie er sich dem stehengebliebenen Felsgerüst anlagert.

§ 137. Bodenverlagerung. Schutthalden und Bergstürze. Das eigene Gewicht kann zur Ortsveränderung verwitterten Gesteins nur dann führen, wenn es sich auf so stark geneigter Fläche befindet, daß die Reibung überwunden wird. Zwischen dem oben geschilderten Herabrieseln sandiger Blättchen und dem Herabrutschen und -rollen größerer Geschiebe an einer Bergwand, wie den unaufhörlich arbeitenden Steinschlägen im Gebirge, findet nur ein Unterschied dem Grade nach statt. Bei steiler Felswand bedeckt sich der Fuß rasch mit mächtigen Haufen von Steinschutt, die sich an die Wand anlehnen und nach unten verflachen, den sogenannten Schutthalden. Sie fehlen in der Wüste meist, nicht weil die Verwitterung an sich dort gering wäre, sondern weil der Wind als wichtigste Transportkraft sie sofort über die ebenen Flächen ausbreitet, die einen schroffen Gegensatz zu den steilen Wänden der Erhebungen bilden.

Wird eine größere Gesteinsmasse, gleichviel ob aus festem Gestein oder aus Gebirgsschutt bestehend, der Unterlage beraubt, so stürzt sie in die Tiefe, dabei in große und kleine Blöcke zerschellend und in wilder Anordnung der Einzelbestandteile. Dies ist unmittelbar ein Hauptvorgang bei Abtragung der Landoberfläche, ja bei Zerstörung ganzer Gebirgsmassen, wenn auch die Veranlassung, die Entziehung des Stützpunktes, eine sehr verschiedene sein kann. Sie findet statt, wenn das strömende Wasser den weichen Uferrand benagt, wenn die Meeresbrandung das steile Ufer unterhöhlt, oder wenn weichere, der Verwitterung leichter zugängliche Schichten im Gestein unterlagern, die nach ihrer Aufbereitung von der Stirnseite aus die Decke nicht mehr zu tragen vermögen. Auch Steinbrüche wirken in ähn-

[84]) Vergl. die Diskussion über Bodenfluß v. A. Miethe, A. Penck, H. Spethmann, G. Braun (Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1912, 241—250) u. bes. W. Meinardus, Beob. ü. Detritussortierung u. Strukturboden auf Spitzbergen, sowie K. Sapper, Üb. Fließerde u. Strukturboden auf Spitzbergen. (Ebenda 250—270.)

liche Weise gefahrbringend. Befördert werden solche Bergstürze und Bergrutschungen durch Bildung einer Gleitfläche unter dem durch Wasser gelockerten Gestein, was sich seit langer Zeit langsam vorbereitet haben kann. Verschiebungen der Erdkruste, wenn auch in weiteren Fernen vor sich gehend, jedoch durch die Erdbebenwellen fortgeleitet, können ebenfalls den letzten Anstoß zu solchen Bergstürzen geben. Stark durchfeuchteter Ton oder Lehm neigt auf geneigtem Boden gern zu einem Erdfließen (Solifluktion). Langsam schiebt sich der Erdbrei abwärts, sich zu förmlichen Schlammströmen erweiternd. Sie sind besonders in Italien bei den weitverbreiteten Mergeltonen der Apenninen eine häufige Erscheinung und werden dort als „Frane" (Sing. Frana) bezeichnet[85]). Umgekehrt kann auch eine zu starke Belastung lockeren Boden zum Weichen bringen, wie das bei Seeuferrutschungen beobachtet ist[86]). Sandiger Baugrund ist daher besonders vor starker Durchtränkung durch Grundwasser und Quellen zu schützen.

Mehr und mehr schenkt man der langsamen Abwärtsbewegung des lockern Erdreichs, bei der Frost und Wiederauftauen des Bodens, periodische Durchnässung und Austrocknung die Hauptrolle spielen und die zur Ausgleichung der Bodenformen vielfach mitwirken, Beachtung[87]). Man kann alle diese Vorgänge unter dem Namen einer Bodenverlagerung zusammenfassen.

§ 138. Grundwasser und Quellen[88]). Das Meer ist die Mutter der Gewässer des Festlandes. Zwar führt die Verdunstung auf dem letzteren selbst der Luft jahraus jahrein ungeheure Mengen von Wasserdampf zu, die in flüssiger oder fester Form als Regen und Schnee dem Boden wieder zurückgegeben werden. Aber diese Menge bedarf eines beträchtlichen Zuschusses von Wasserdampf, welcher vom Meere abgehoben und durch die Luftströmungen dem Lande zugeführt wird. Man hat darüber bereits Berechnungen angestellt (§ 249 Schluß). Von dem gesamten Wasser geht ein Teil unmittelbar wiederum durch die oberflächliche Verdunstung oder mittelbar durch die Wurzeln und Blätter der Pflanzen in die Atmosphäre zurück. Ein anderer Teil fließt oberflächlich ab und besorgt hierbei die Abspülung des betroffenen Erdoberflächenteils; der Rest dringt in die Erde ein.

Grundwasser[89]). Diesen letzteren verfolgen wir zuerst. Die oberflächlichen Schichten müssen wir uns von zahllosen Adern, vom feinsten Haarspalt bis zur deutlichen Rinne, durchzogen denken, die großenteils ihren Ursprung selbst der auflösenden Wirkung einsickernden Wassers verdanken. Diese feinen Kanäle gewähren also dem Regenwasser den Zutritt nach unten, bis es eine undurchlässige Schicht, über der es sich staut, oder eine ruhende Wasserschicht trifft, welche es aufnimmt. Dies in den oberen lockeren Erdschichten verbleibende Wasser nennt man das Grundwasser, welches

[85]) A. Almagià, „Studi geogr. sulle frane in Italia" (Soc. geogr. Ital., Memorie XIII, Roma 1907; vergl. G. Braun in Geogr. Z. XIV, 1908, 511—15); ferner G. Braun, „Über Bodenbewegungen" (XI. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald 1907 bis 1908. 17—37). — [86]) V. Pollack, „Seeufer-Senkungen u. -Rutschungen" (Z. d. österr. Ing.- u. Arch.-Ver. 1889). — [87]) G. Götzinger, Beiträge z. Entstehung d. Bergrückenformen (Pencks Geogr. Abh. XI, 1. Leipzig 1907). G. schlägt den unschönen Namen „Das Gekriech" für das langsame Abwärtsrücken des Bodens vor. — [88]) H. J. Haas, Quellenkunde, Leipzig 1894; P. Gerhardt, Grundwasser u. Quellen in Bubendeys Handb. d. Gewässerkunde. 4. Aufl. Lpz. 1911, 63—97; K. Keilhack, Lehrb. d. Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1912; S. Passarge, Grundlagen III, 1920. 207—239. — [89]) E. Prinz, Handb. d. Hydrologie (Berlin 1919), welcher Name ausschließlich auf die Lehre vom unterirdischen Wasser beschränkt wird im Gegensatz zur Hydrographie oder d. Lehre vom oberirdischen Wasser(?).

dem Boden selten ganz fehlt, aber in seiner Mächtigkeit von wechselndem Bestand ist. Bei starker Verdunstung, wie sie dem heißen Wüstenboden eigen ist, zieht sich das Grundwasser in bedeutende Tiefen zurück in niederschlagreichen Gegenden dringt es bis hart an die Oberfläche. Der Spiegel unserer Brunnen, die vom Grundwasser gespeist zu werden pflegen, gibt uns seinen jeweiligen Oberflächenstand an. Langsam bewegt es sich auf geneigtem Untergrund abwärts. In Flußtälern wechselt der Grundwasserstrom zuweilen seine Richtung, indem er in regenreichen Zeiten zum Flußbett abfließt, in trocknen bei starker Verdunstung sich aus dem Flußwasser verstärkt. Da man am Meeresstrand bei Bohrungen fast immer auf süßes Wasser trifft, so ist dies ein Beweis stetigen Abflusses des im Dünensand gehobenen Grundwassers nach dem Meere zu[90]).

Quellen. Das tiefer eindringende Wasser sammelt sich aber weiter zu kleineren oder größeren Wasseradern, deren Weg von der Lage durch- oder undurchlässiger Schichten oder von Rissen und Spalten zwischen diesen abhängig ist, und die zuletzt als Quellen zutage treten. Geselliges Auftreten von Quellen längs einer Linie läßt daher meist auf Verwerfungen innerhalb des durchzogenen Gesteins schließen. Sind wasserhaltige Schichten kesselförmig gebogen und gleichzeitig von undurchlässigen Schichten überlagert, so kann das Quellwasser naturgemäß einen Austritt nach oben nicht finden. Stellt man jedoch durch senkrechte Durchbohrung der auflagernden Schichten einen solchen her, so sprudelt ein sogenannter artesischer Brunnen (so benannt, weil in der Grafschaft Artois in Nordfrankreich zuerst erbohrt) oft mit mächtigem Strahl empor; er wird durch den hydrostatischen Druck im Gang erhalten, erreicht also die Höhe, bis zu welcher die wasserhaltige Mutterschicht an den Kesselseiten ansteigt.

Mit großem Nutzen sind in Algier und manchen welligen Steppengebieten auf diese Weise trockne Distrikte künstlich bewässert worden. In Dakota wird längs des Missouri auf diese Weise Wasser erschlossen, das aus den westlichen Sandsteingebieten am Rande der Felsengebirge stammt[91]).

Durch die mit Kohlensäure erfüllten Moderschichten der Oberfläche dringend nimmt das atmosphärische Wasser größere oder geringere Quantitäten dieser Luftart in sich auf und wird dadurch in den Stand gesetzt, je nach der Natur des durchzogenen Gesteins sich mit gelösten Stoffen zu beladen; unter diesen spielen Kalkverbindungen im allgemeinen die Hauptrolle. Solches Wasser nennt man hartes Wasser. Bisweilen herrschen auch Salze vor, z. B. Kochsalz, wenn das Wasser auf seinem unterirdischen Wege auf Salzlager trifft. In diesem Falle bilden sich Solen; beim Vorherrschen anderer Lösungen spricht man von Mineralwässern. Alle verdanken diese Beimischungen den Gesteinen, durch welche sie fließen. Talis est aqua, qualis terra per quam fluit (Plinius). — Die Temperatur, mit welcher die Quellen hervortreten, richtet sich im allgemeinen nach der Tiefe, bis zu welcher das Wasser ins Innere der Erde eingedrungen ist. Quellen, die aus oberflächlichen Schichten kommen, haben eine Temperatur, die der mittleren Jahrestemperatur des Ortes gleich kommt; in den Tropen sind also wenig erfrischende Quellen von 20—25° C. die Regel. Kalte Quellen haben ihren Ursprung oft in weit abliegenden, höher gelegenen Gebirgsgegenden Aus tiefern Erdschichten dagegen brechen heiße Quellen, Thermen, hervor, deren Tempe-

[90]) F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende 1886, 117. — [91]) K. Keilhack (Anm. 88).

ratur in einzelnen Fällen 100° beträgt. Doch verdanken diese Thermen ihre Wärme nicht bloß der nach der Tiefe zunehmenden Erdtemperatur, sondern nicht selten chemischen Vorgängen im Innern der Erdrinde, und begreiflich ist, daß sie ein häufiger Begleiter vulkanischer Erscheinungen sind. Die Fähigkeit, Mineralstoffe zu lösen, wächst im allgemeinen mit der Temperatur.

Die chemisch auflösende Wirkung des Quellwassers entführt der äußeren Erdrinde nun jedenfalls große Stoffmengen, wenn auch in kleinsten Beträgen; sie ist es, die die Bildung unterirdischer Höhlungen[92]) einleitet. Am meisten tritt uns dies bei ausgelaugten Salzlagern entgegen, ähnlich bei dem leicht angreifbaren Kalkstein. Indem Decken ihrer Unterlage beraubt werden und einstürzen, gewinnt das fließende Wasser Zutritt und räumt die Höhlen weiter aus.

Beim Hervorsprudeln heißer Quellen pflegen infolge der Abkühlung und starken Verdampfung die aufgelösten Stoffe sich rasch niederzuschlagen und die Austrittsstellen mit sog. Sinterkegeln oder Sinterterrassen zu umgeben, die in manchen Geysirgebieten der Landschaft ein eigenes Gepräge geben. Derselben Erscheinung gehört die Tropfsteinbildung vieler Höhlen mit ihren oft bizarren Formen an.

§ 139. Das strömende Wasser[93]). Das oberflächlich abfließende Wasser, welches die Abspülung des Erdbodens besorgt, sammelt sich in Rinnsalen, die verstärkt durch die hervorbrechenden Quellgewässer sich zu Bächen, Flüssen und Strömen vereinigen. Sie bergen in dem sich hinabwälzenden Wasser eine gewaltige Summe lebendiger Kraft, die großenteils zur Umgestaltung der Festlandsfläche dient. Zwar ist die Wirkung im einzelnen Rinnsal nur linear; die Flußerosion, wie man die ausgrabende und ausräumende Arbeit am besten (S. 321) nennt, erzeugt Hohlformen, in denen die Längsausdehnung bei weitem diejenige der Tiefe und Breite übertrifft. Aber indem jeder Fluß sich aufwärts in ein immer engeres Adersystem verzweigt, breitet sich die Gesamtwirkung fluviatiler Erosion flächenhaft über weite Gebiete aus.

Die eigentlich bewegende Kraft ist hierbei der unausgesetzte Stoß, den das in den Bereich des fließenden Wassers kommende Erdreich erfährt. Seine Größe hängt also in erster Linie von der Masse des Wassers (m) und von der Schnelligkeit der Fortbewegung — gleichsam der Wiederholung des Stoßes — oder der Strömung (v) ab, ist also dem Produkte beider $m \cdot v$ proportional. Je gerader der Stoß, um so stärker die Wirkung; das fallende Wasser besitzt also die größte erodierende Kraft.

Das Studium dieser Verhältnisse[94]) knüpft am Längs- und Querschnitt einer fließenden Wassermasse an. Der erstere gibt uns für jede Teilstrecke die Neigung der Sohle der Hohlform an oder das Flußgefäll. Da es sich hierbei meist um sehr geringe Neigungswinkel handelt, so drückt man das Gefäll durch das Verhältnis des Höhenunterschiedes zweier Talpunkte (h) zu der dazwischenliegenden Flußstrecke (a) aus und führt dies auf die Einheit des Kilometers zurück.

[92]) W. v. Knebel, Höhlenkunde, Braunschw. 1912. — [93]) R. Jasmund, Fließ. Gewässer in Bubendeys Handb. (Anm. 88, 44—473); J. Sölch, Flußwirkungen (Anm. 72. 56—76); S. Passarge, Abtragung u. Ablagerung durch Wasser (Grundlagen III, 240—298). — [94]) Diese und ähnliche Verhältnisse werden am besten an einzelnen durchgeführten Beispielen klar. Als solches empfiehlt sich u. a. M. Honsells Vortrag über den natürlichen Strombau des deutschen Oberrheins. (Verh. d. VII. D. Geogr.-Tages zu Karlsruhe 1887, 33—52).

Hochgebirgsflüsse haben nicht selten ein (relatives) Gefäll von 5, ja 10 m auf 1 km. Der Rhein besitzt z. B. zwischen Basel und Breisach mit 0,9 m noch den Charakter eines Wildwassers, ähnlich dem Nil im Gebiet seiner Katarakte. Bei Niederungsströmen beträgt das Gefäll 0.10 m bis 0.05 m und weniger, und die Bergfahrt hört im allgemeinen schon bei einer Neigung von 0.15 m auf 1 km auf. — Das durchschnittliche Gefäll eines Flusses kann hiernach scheinbar leicht von geographischen Karten abgelesen werden, sobald sie genügende Höhenangaben für Talpunkte besitzen (was freilich noch immer viel zu wenig der Fall ist). Aber da die Krümmungen der Flußlinien auf den Karten stets generalisiert, d. h. stark vereinfacht werden, (S. 249), wird die Streckenmessung ein zu kleines, die Berechnung des rohen Gefällwinkels also ein zu großes Ergebnis liefern. Besser wird die Bestimmung auf topographischen Karten oder mittelst des Flußnivellements (§ 180: Stromentwicklung) zum Ziele führen. Für die Erosionswirkung kommt selbstverständlich nicht das mittlere, sondern immer nur das örtlich vorhandene Gefäll jeder kleinsten Teilstrecke in Betracht.

Die Geschwindigkeit der Strömung wächst nicht allein mit dem Flußgefäll, sondern auch mit der Wassermasse und ihrem Verhältnis zur benetzten Fläche des Strombettes. Diese letztere ist es, welche mittelst der Reibung den Wasserfäden in ihrer Fortbewegung Widerstand leistet. Die Geschwindigkeit ist daher im allgemeinen an der Oberfläche und hier längs einer Mittellinie größer; theoretisch ist sie wegen des Luftwiderstandes am schnellsten etwas unter der Oberflächenmitte. Unter Stromstrich versteht man die Linie der schnellsten Fortbewegung, die sich meist über dem Talweg oder der tiefsten Stromrinne befindet. Diese äußere Reibung muß bei seichtem Wasserstand beträchtlicher sein, bei steigender Menge wird sich also die Geschwindigkeit vergrößern, weil das hinzutretende Wasser weiter von dem benetzten Grunde entfernt ist. Wir sehen daher bei Hochwasser dieselbe in der gleichgeneigten Talstrecke wachsen und ebenso, sobald ein Fluß in Engen tritt oder z. B. die Flutwelle das Meer in trichterförmige Buchten treibt; denn hierdurch verkleinert sich das Verhältnis der benetzten Fläche an Sohle und Strombettwand zum gesamten Querschnitt.

Man bestimmt die Oberflächengeschwindigkeit eines Flusses, die man in Metern für eine Sekunde anzugeben pflegt, mit annähernder Genauigkeit, indem man eine Schwimmkugel auf der Oberfläche im Stromstrich treiben läßt und den in gegebener Zeit zurückgelegten Weg an Ufermarken abmißt oder umgekehrt die Zeit bestimmt, in welcher ein abgemessener Weg durchschwommen wird. Das bloße Auge täuscht leicht über diese Geschwindigkeit. Für genauere Messungen hat man die verschiedensten Geschwindigkeitsmesser (Tachometer, Hydrometer) ersonnen, welche vor allem auch die Stromstärke in den einzelnen Tiefen feststellen sollen[95]). — Niederungsströme haben selten eine größere Geschwindigkeit als 0.03 m bis 0.05 m in 1 Sek., der Rhein (bei Straßburg), Nil, Ganges haben eine solche bis zu 1.5 m; bei Hochwasser können die gleichen Ströme 2—3 m und mehr erreichen, aber selten verdreifacht sich die Stromstärke zur Zeit der Hochwasser.

Die Wasserführung oder die in einer Zeiteinheit sich vollziehende Abflußmenge wechselt in allen Flüssen mit der Höhe der Niederschläge im Flußgebiet und daher teils periodisch mit den Jahreszeiten, teils unperiodisch infolge ungewöhnlicher atmosphärischer Ereignisse (Wolkenbrüche, Föhnwinde usw.). Die Verhältnisse der in verschiedene klimatische Provinzen übergreifenden Flüsse sind daher in den einzelnen Teilstrecken häufig ver-

[95]) S. u. a. M. Rühlmann, Hydromechanik (2. Aufl. 1880, 361—388); R. Jasmund, a. a. O. 411.

schieden. In höheren Breiten erzeugt die Schneeschmelze, in Landstrichen mit ausgeprägten Regenzeiten wie in den Tropen, den Monsungebieten usw. bringen diese letzteren die Anschwellungen hervor, während die Trockenperioden die Flüsse vielfach ganz versiegen lassen. Fiumare heißen solche periodisch fließenden Rinnsale in Italien. Wasserstand und Wasserführung sind daher stark schwankend, und auch zwischen den einzelnen Jahren zeigen sich beträchtliche Unterschiede. Sie sind geringer bei Strömen, die durch Seen oder Firn- und Gletschergewässer gespeist werden, weil die ersteren gleichsam Behältnisse sind, die den Überschuß der Zufuhr oben und damit die Abfuhr nach unten regeln, und weil die letzteren weitere Speisung im Sommer ermöglichen, wo es in den Niederungen oft an Niederschlägen fehlt. In diesen Gletschergewässern hat man sogar Tagesschwankungen der Höhe je nach dem Sonnenstand festgestellt.

Die Wasserstandsbeobachtungen sind leicht durch Marken festszutellen und werden heute vielfach durch selbstschreibende Pegel aufgezeichnet. Bei diesen hebt und senkt sich ein gegen die Strömung geschützter Schwimmer mit dem Wasserspiegel und überträgt die Bewegung mittels Stiftes auf eine beliebig hoch über demselben befindliche Trommel. — Beim Rhein hebt sich das Hochwasser selten um mehr als 5 m über Kleinwasser, beim Nil (Kairo) um 7—10 m, wogegen die indischen Flüsse um 15—20 m und australische bis 40 m steigen sollen[96]). Die Gestalt des Strombetts und Flußtales spielt bei dieser Erhebung natürlich eine bedeutende Rolle.

Behufs Feststellung der Wasserführung hat man den Querschnitt eines Gewässers — Breite und mittlere Tiefe — zu bestimmen. Das Produkt dieser Fläche (F) in die Geschwindigkeit (v) ergibt die in der Zeiteinheit fortbewegte Wassermasse. Die Hauptschwierigkeit liegt in der Bestimmung der mittlern Stromstärke, da letztere mit dem Wasserstand stetem Wechsel unterworfen ist; daher ist eine Einzelmessung weit entfernt, uns von der mittleren Wasserführung und damit der Abflußmenge in längern Zeitabschnitten eine richtige Vorstellung zu geben. Eben dieser bedarf man aber besonders in der Geographie zum Vergleichen der Wasseradern oder zur Berechnung des Massentransports durch die Flüsse, während die Wasserbaukunst und die Schiffahrt mehr Interesse an den zeitlichen Schwankungen der Wasserführung haben. Für die Arbeit des Flusses hinsichtlich der Ausräumung des Flußbettes kommt selbstverständlich die Wasserführung bei Hochwasser vornehmlich in Betracht. Diese übersteigt die Abflußmenge bei Kleinwasser oft nur um das 5—10fache, in Landstrichen mit ausgesprochenen Trocken- und Regenzeiten aber nicht selten um das Mehrhundertfache.

Bei Flüssen, deren Gesamtverlauf sich in feuchten Erdgürteln vollzieht, nimmt begreiflicherweise die Wasserführung, von den jahreszeitlichen Schwellungen abgesehen, im allgemeinen von der Quelle bis zur Mündung zu. Es sei denn, daß sie in einzelnen Strecken über zerklüftetes Gelände fließen und dadurch dauernd Wasser an den Untergrund verlieren. Wo sie aber in trockene Gebiete eintreten, wie der Nil bei Überschreitung der ägyptischen Südgrenze, und damit die seitlichen Zuflüsse verschwinden, da beginnt meist sofort eine Verminderung der Wasserführung. Ist hierbei die starke Verdunstung die natürliche Ursache, so treten in allen besiedelten Ländern noch

[96]) Penck, Morphologie, 1894, I, 266.

die Verluste hinzu, die ihnen die Bewässerungsanlagen der Anwohner zufügen.

Bis heute kennen wir die wahren Verhältnisse der Wasserführung[97]) nur von äußerst wenigen Flüssen, nämlich einigen mitteleuropäischen, welche unter regelmäßiger Pegelkontrolle stehen, dann etwa vom Mississippi, Nil, Amu Darja, indem an diesen die erforderlichen Beobachtungen längere Zeit hindurch systematisch ausgeführt sind. Nur wenn solche in Zwischenperioden von wenigen Tagen, welche sich zugleich auf das ganze Jahr verteilen, angestellt sind, gibt der Durchschnitt die mittlere Wasserführung leidlich genau an. Man hat sie für den Mississippi (bei Carollton, etwas oberhalb New-Orleans) i. J. 1851 zu 17500 cbm in 1 Sek. bestimmt[98]), später[99]) zu 18800 cbm; für den Rhein (1871—86) vor seiner Teilung, jedoch die Maas mit eingeschlossen, zu 2130 cbm[100]), für den Amu Darja bei Nukuß[101]), also unterhalb der bedeutenden Verluste, welche der Fluß durch die Bewässerung der Chiwa-Oase erleidet, zu 1600 cbm (1874—76) usw. Ebenso führt der Nil bei Assuan (2000) weniger Wasser als oberhalb bei Wadihalfa am 2. Katarakt (2500)[102]). Es ist also stets wichtig zu wissen, für welchen Punkt des Flußlaufes die Wasserführung berechnet ist[103]).

Das Bemühen der Techniker geht dahin, eine empirische Formel zu finden, nach welcher sich die mittlere Stromgeschwindigkeit (v) aus dem jeweiligen Gefäll und dem Wasserstand berechnen läßt. Eine der einfachsten[104]) lautet, wenn a das Flußgefäll angibt, für Metermaß

$$v = 51 \,.\, \sqrt{r \,.\, a}$$

Hierin ist r, der sog. mittlere Radius, nämlich gleich dem Querschnitt der Wasserfläche F, geteilt durch den benetzten Umfang (p) und entspricht nahezu der mittleren Wassertiefe. — Indem man solche Formeln auf Hoch- und Niedrigwasserstände einzelner Flüsse anwandte, gelangte man zu Schätzungen der Wasserführung von rein vorläufigem Charakter. Noch weit mehr weichen diese Schätzungen voneinander ab, wenn man wie beim Kongo[105]) und Amazonas[106]) alle Faktoren: Breite, mittlere Tiefe, mittlere Geschwindigkeit durch rohe Schätzungen ersetzen muß.

---

[97]) Die ausgedehnteste Zusammenstellung (32 Flüsse) bot früher J. Murrays Aufsatz, allerdings ohne alle Quellen: The relation of Rainfall to the Annual Discharge of Rivers (Scott. Geogr. Magazine III, 1887, 76; Jahresbetrag in Cubicmiles, daher zu multiplizieren mit $132{,}_1$ (= 5280^3 Feet $\times$ $0{,}_{2831}$ cbm : 31 557 600 Sek.), um die Zahlen in Kubikmeter für 1 Sek. zu verwandeln); später hat R. Fritsche (Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf den Landflächen der Erde; Diss. Halle 1906) quellenmäßige Angaben für 52 Flüsse gemacht, von denen aber auch viele noch wenig stichhaltig sein dürften. Was an Angaben über die Wasserführung von Flüssen in der geogr. Literatur bekannt geworden ist, hat L. Henkel kurz zusammengestellt (Geogr. Anz. 1912, 266—70). — [98]) Humphreys and Abbot, Report on the Physics a. Hydraulics of the Mississippi River 1861. Deutsch von Grebenau, München 1867. — [99]) Greenleaf, The Hydrology of the Mississippi (Amer. Journal of Science Ser. 3. 1896, Bd. II.) — [100]) H. Blink, Nederland (Amst. 1887/90, I, 334). — [101]) C. Schmidt u. Dorandt, Wassermenge u. Suspensionsschlamm d. Amu Darja im Unterlauf (Mém. Acad. Pétersb. (7. Ser.) XXV, 1887, 20). — [102]) Nach W. Pietsch, Das Abflußgebiet d. Nils (Berlin 1910, 86). Nach Chelu (Le Nil. Paris 1891, 91) sollte der Nil bei Kairo 2900, bei Assuan 3700 cbm in der Sek. durch schnittlich ergeben. Diese Zahlen sind zu hoch. — [103]) Hiernach darf man den Indus (5650 cbm) nicht auf eine Linie mit dem Ganges (5762 cbm) stellen (Günther, Lehrb. d. Geophysik, 1891, 363), da sich die erste Zahl auf den Unterlauf des Indus nahe dem Delta, die zweite auf die Bestimmung bei Ghazepur bezieht, wo der Ganges noch nicht einmal die Gangra und den San aufgenommen hat. — [104]) Bereits von J. A. Eytelwein, Handb. d. Mechanik fester Körper u. d. Hydraulik, 1801, 181, gegeben. Vergl. auch Bubendey a. a. O., 494. — [105]) Dem Kongo wird meist nach Tuckeys (1816) roher Schätzung 2 Mill. Kubikfuß (= 57000 cbm) oder nach Behms Berechnung (Pet. Mitt. 1872, 409) 1800000 cbf (= 51000 cbm) gegeben, während beide ihre Zahlen als Minimalzahlen bezeichneten. Man wird entsprechend der größern Tiefe und starken Strömung gewiß 70—80000 cbm annehmen dürfen. Fritsche (Anm. 97, S. 28) entscheidet sich nach Dubois für 50—60000 cbm. — [106]) Für den

§ 140. Flußerosion[107]). Fließende Gewässer sehen wir in der Regel in Rinnen dahinfließen, die sie sich durch Ausnagung und Ausräumung selbst geschaffen haben. Die Grundform erodierender Arbeit ist hierbei die Furche, also eine Hohlform von V-förmigem Querschnitt. Dies ist leicht zu erklären. An den Uferwänden nagt nur der Wasserstoß und dieser ist noch dazu bei dem dahinschießenden Wasser meist nicht unmittelbar gegen das Ufer gerichtet; an der Sohle des Flußbettes wetzen und reiben dagegen auch Geröll und Sandmassen, welche der Fluß mit sich führt. Von dem Vorhandensein, der Beschaffenheit und besonders der Beweglichkeit dieses Trümmermaterials im Fluß hängt also die Erosionswirkung in erster Linie ab. Sie vermag im Laufe der Zeit selbst harte Gesteine zu durchsägen. Bisher dürfte man die Korrasion des fließenden, über den Boden hingleitenden Wassers gegenüber derjenigen durch die mitgeführten Gesteinstrümmer überschätzt haben. Nur wenn der Wasserstoß das Erdreich unmittelbarer und stärker trifft, wird sich von einer wahrhaft abnagenden, korradierenden Tätigkeit des Wassers selbst sprechen lassen. Dies tritt bei starkem Gefäll, besonders aber beim fallenden Wasser, also den Wasserfällen ein.

Die Beschaffenheit des Strombetts übt auf den unausgesetzten Vorgang der Erosion den wichtigsten Einfluß aus. Ein glattes Felsbett vertieft sich äußerst langsam, aber selten fehlen in ihm Gesteinstrümmer, auch wenn sie dem Bett nicht direkt entstammen, sondern durch Wildbäche, Seitenflüsse, Uferrutschungen usf. in dasselbe geführt sind. Eine gewisse Beweglichkeit dieses Materials ist erforderlich. Wo es massenhaft als schweres Geröll das Flußbett erfüllt, schützt es weit eher die Sohle, so daß die seitliche Erosion raschere Fortschritte macht als die nach der Tiefe. Sind viele Widerstände im Strombett zu überwinden, so nimmt die Längskurve des Gefälls eine stufenförmige und unregelmäßige Form an. In erhöhtem Maße tritt dies bei Stromschnellen oder Katarakten zutage, die von vornherein auf felsigen Untergrund schließen lassen. Indem das Gefäll nach unten zunimmt, die Erosion also von unten rückwärts nach oben arbeitet, hat das Längsprofil einer solchen gleichsam unfertigen Stromstrecke die Höhlung nach unten.

Indem der Fluß ständig an der Beseitigung aller Hindernisse arbeitet, gleicht er sein Bett mehr und mehr aus, verwandelt es in eine stetig nach oben gekrümmte Gefällslinie. Solange er im obern Gebiet bei steilerem Gefälle noch erodierend wirkt, um im unteren das Bett gleichmäßig zu erhöhen, ist das Endziel des Gleichgewichtsprofils noch nicht erreicht. Der Fluß arbeitet weiter an der Verflachung der Kurve, und der Wendepunkt zwischen Abnagung und Ablagerung rückt noch weiter aufwärts. Noch hat sich in der Natur kein Fluß gefunden, der im Gesamtverlauf am Endziel angelangt wäre und im Talweg gleichmäßig dahinströmte. Immer wieder hindern ihn störende Eingriffe der Bodenbewegung oder seitlicher Zuflüsse daran.

Das Flußgeröll wird überwiegend in rollende Bewegung gesetzt und hierbei mehr oder weniger zu Geschieben, endlich zu Kies und Sand zerrieben, ohne daß man den Flußsand ausschließlich als Reste der im Fluß

Amazonas schwanken die Schätzungen zwischen 70000 und 120000 cbm (Reclus in Géogr. Univ. XIX, 1895, 147), die letztere dürfte die richtigere sein. — [107]) A. Hettner, Die Arbeit des fließenden Wassers (Geogr. Zeitschr. XVI, 1910, 365—84); R. Jasmund a. a. O. (Anm. 93, 116—243); A. Rühl, Flußerosion (Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 92 ff.).

verkleinerten Gesteinstrümmer anzusehen brauchte. Jedenfalls wird durch obigen Vorgang naturgemäß die erodierende Kraft eines Flusses talabwärts vermindert. Gebirgsflüsse, die ihr Geröll in Seen ablagern, werden also in betreff der Erosionsarbeit unterhalb der letzteren stark geschwächt sein. Umgekehrt treten bei Wasserfällen hierin die größten Wirkungen hervor, sobald Gesteinsblöcke mit über die Schwellen hinweg und in die Tiefe befördert werden. Diese wirken dann wie Geschosse gegen Wände und Boden des Talkessels, in den sich die Wassermassen stürzen. Die wirbelnde Bewegung (Evorsion), in welche einzelne Blöcke vom Strudel versetzt werden, vermag dabei selbst in felsige Unterlagen topfartige Löcher einzuschleifen; hierher gehören die sog. Gletschertöpfe, in denen man oft die aus härterem Material bestehenden „Schleifsteine" noch vorfindet (S 344). Auf die geschilderte Weise sind die zahlreichen Gebirgsklammen mit ihren fast senkrechten, stets aber in gewaltige Nischen zerlegten Wänden entstanden, die besonders die Kalkgebirge auszeichnen. Ältere Risse und Schluchten im Gestein dürften aber dabei meist dem Gebirgswasser die ersten Angriffspunkte zur nachhaltigen Erosion geboten haben.

Auch die meisten Höhlen und unterirdischen Flußtäler der Kalkgebirge sind auf gleiche Vorgänge zurückzuführen[108]). In jedem abgeschlossenen Becken werden sich die unterirdischen Gewässer zu Seen sammeln, wie sie die meisten großen Höhlen z. B. des Karstlandes auszeichnen. Die chemische Auswaschung vermindert den Widerstand der Decken und Seitenwände, das Wasser stürzt in Fällen aus einem Becken in das andere, es bilden sich stark erodierende unterirdische Flußläufe, die nicht selten streckenweise zutage treten, um später wieder in den Spalten und Höhlen zu verschwinden.

Viel großartiger tritt die geschilderte Flußarbeit in den sog. Cañons zahlreicher Flüsse auf, wie sie besonders die westlichen Hochflächen Nordamerikas auszeichnen. Hier hat die Erosion in die flachgelagerten Schichten jener regenlosen Gebiete auf Hunderte von Kilometern Schluchten eingeschnitten, deren parallele Wände sich 1000, ja 1500 m erheben, bald steil in ununterbrochenem Absturz, bald in mächtigen mit Schutthalden bedeckten Stufen. Sie lassen die ganze Schichtenfolge der durchsägten Ablagerungen erkennen.

Für die Erosion kommen, wie angedeutet, die plötzlichen Hochwasser als Folgen mächtiger Gewitterregen, sog. Wolkenbrüche, oder der raschen Schneeschmelze, wie sie der Gebirgsföhn bewirkt, am meisten in Betracht. Nichts spricht deutlicher hierfür, als die breiten, geröllbedeckten, aber monatelang fast wasserlosen Fiumaren Südeuropas, oder die tief eingegrabenen, jahrelang trocken liegenden Wadis der Wüste. Nur wer die nach Gewitterregen plötzlich in diesen Furchen herabstürzenden Fluten gesehen, vermag sich von ihrer zerstörenden und ausräumenden Wirkung eine Vorstellung zu machen. Auch die Barrancas der Tropen reihen sich hier ein, wenngleich der Beginn dieser eigenartigen wilden Schluchten zunächst auf plötzliche Regenfluten zurückgehen, daher an Bergabhängen stets gesellig auftreten.

Immer handelt es sich hierbei um ein Rückwärts- oder Aufwärtsschreiten der abtragenden Wirkung, von Stellen aus, wo gesteigertes

[108]) Bereit sist eine eigene Spezialwissenschaft der Höhlenkunde oder Speleologie im Entstehen. Vergl. W. v. Knebel, Höhlenkunde 1912 u. die Literatur bei A. Rühl (Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 116 ff.).

Gefäll sie erheblich vermehrt. Unter unsern Augen vollzieht sich die Erscheinung an allen Wasserfällen.

Der kanadische Fall des Niagara zwischen Erie- und Ontario-See in Nordamerika schreitet im Jahr wohl mehr als 1 m zurück, wesentlich dadurch, daß das herabfallende Wasser die weicheren Mergel, die unter der dicken, festeren Kalkschicht liegen, unterspült[109]).

§ 141. Die Flußsedimente. In drei Formen trägt das fließende Wasser Feststoffe der Erdrinde abwärts, als chemisch gelöste Substanzen, als schwebend erhaltene Sinkstoffe und als festes Geschiebe an der Flußsohle.

1. Die gelösten Beimischungen fehlen keinem fließenden Gewässer: sie entstammen zum größten Teil den Quellen, wie sich aus der Tatsache ergibt, daß sie sich mit den jahreszeitlichen Wasserzufuhren kaum vermehren, andererseits aber im Unterlaufe meist beträchtlicher als im Oberlaufe auftreten. Es liegen schon zahlreiche Analysen vor. Nach diesen kann 180–200 g in 1 cbm Wasser als eine Mittelzahl für die meisten Flüsse gelten, die allerdings mit den Jahreszeiten beträchtlich schwankt[110]). Kohlensaurer Kalk ist Hauptbestandteil, Kochsalz, obwohl fast überall verbreitet, ist der Menge nach stets sehr gering. Die gelösten Salze geben sich daher im Flußwasser durch den Geschmack nur selten kund; gegenüber dem Ozean oder dem Wasser abflußloser Binnenseen erscheint uns das Flußwasser salzlos oder süß. Diese Stoffe begleiten das Wasser bis zum letzten Ruhepunkt, werden also zumeist im Meer oder in Seen abgelagert. Die letzteren werden daher, wenn sie abflußlos sind und nur durch die Verdunstung Wasser verlieren, allmählich immer reicher an denselben und verwandeln sich in schwach salzige (sog. Brakwasserseen), schließlich in echte Salzseen (§ 176 Endseen). Auch beim Versiegen der Flüsse im Sande treten die Salze durch Ausblühen in die Erscheinung.

2. Schlammführung. Nicht durchweg massenhafter ist das schwebend vom Flusse mitgeführte Material. Es ist vorwiegend sandig-lehmiger Natur und entstammt zum größten Teil den Tageswässern, wie sich aus der stärkern Vermehrung dieser nur mechanisch beigemischten Sinkstoffe nach Regengüssen und überhaupt in Regenperioden zeigt, wo die Zunahme weit höher als die der Wassermasse ist. Auch der Wind führt un-

[109]) Die unsichern Schätzungen der rückschreitenden Erosion beim Niagara sind mit der Zeit immer größer geworden und damit die Annahme für die Zeitdauer der Schluchtbildung bei Queenston und Lewiston bis zum heutigen Fall kleiner. Lyell nahm 1 engl. F. f d. Jahr, Bakewell (Amer. Journ. 2, S. XXIII. 1857, p. 85) 3 engl. F., Wright (Amer. Journ. 3, S. XXVIII, 1884, p. 32) nach den Befunden 1842—83 sogar 6 F. = $1{,}_{83}$ m an. (S. die Linien des Rückgangs am Hufeisenfall des Niagara in Reclus, Géogr. univ. XV, 1890, Pl. I. 1 : 14500 und Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 17, 1 : 25000). Dementsprechend nahm Lyell für Bildung der $10{,}_{6}$ km langen untern Talschlucht 35000, Bakewell 10500, Wright 6000 Jahre an; neuere Messungen und die Erörterungen derjenigen von 1842—1905 durch G. K. Gilbert machen einen jährlichen Rückgang von 4—5 engl. F. (= $1{,}_{2}$ m bis $1{,}_{5}$ m) wahrscheinlich (The Geogr Journal, London XXX, 1907, 335). Vergl. auch Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 110. — [110]) S. zahlreiche Beispiele bei Penck, Morph. 1894, I, 309. Wenn dort eine mittlere Schwankung im Jahre bis zu ± 25% angenommen wird, so hat eine neuere streng durchgeführte Messung an der Rhone eine Schlammführung von 106—383 g bei mittlerm Betrag von 246 g, also eine Schwankung um über ± 50% ergeben. A. Uetrecht, Die Ablation der Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiet i. J. 1904/05 (Z. f. Gewässerkunde VII, 1906, 304).

gemein viel Staub in das Wasser. Steppenflüsse sind reich an Sedimenten (Amu Darja); Uferwaschungen, namentlich bei Hochwasser, tun das Übrige.

Die Schlammführung bestimmt auch der Hauptsache nach die Farbe des Flußwassers, nach welcher in vielen Sprachen die Benennung des Rinnsals erfolgt. Gletschergewässer pflegen schmutzigweiß zu sein. Der Gelbe Fluß Chinas (Hoang-ho) verdankt seinen Namen der starken Aufnahme gelber Lößerde, die er auf Hunderte von Kilometern durchströmt; rot sind die meisten Flüsse gefärbt, die durch Lateritboden eilen; schwarzes oder schwarzgelbes, besonders durch Humussäure gefärbtes Wasser entstammt den Torfmooren usf.

Je nach der Natur des durchzogenen Gebiets wechselt beim einzelnen Fluß sowohl die Zusammensetzung wie die Menge dieser Sedimente. Bei vielen erreicht die letztere nur einen Bruchteil der chemisch gelösten Mengen, übertrifft diese aber in den regenreichen Monaten meist bedeutend[111]). Aber auch in den verschiedenen Talstrecken desselben Stromes führt die Messung zu ungleichen Ergebnissen; die Schlammführung ist unterhalb jeder ausgedehnten Strecke mit Schlickbildung, also Ablagerung, beträchtlich geringer als oberhalb derselben.

Man hat die Menge der von den Flüssen herabgeführten Sinkstoffe früher vielfach deshalb überschätzt, weil man sie nach dem Absatz des Niederschlags aus dem geschöpften Flußwasser entnahm[112]). Dieser nasse Schlamm nimmt jedoch einen viel größern Raum ein und hat ein weit größeres Gewicht als der allein vergleichbare getrocknete Absatz. Die Flüsse Mitteleuropas sind in der Tiefebene durchweg ziemlich schlammarm und enthalten meist weniger als 100 g Schlamm in 1 cbm Wasser, ihre Quellflüsse im Hochgebirge dagegen 1000 g und mehr[113]). Nach den Messungen in der Rhone oberhalb ihrer Einmündung in den Genfer See[114]) war der Gehalt an Sinkstoffen nur in vier Monaten, Mai bis August 1904, größer als an gelösten Bestandteilen; im Mittel 547 g gegen 134 g, in den acht übrigen überwogen die letztern mit 292 g gegen nur 69 g, die auf das schwebende Material entfielen. Da jedoch die Wassermenge, welche der Strom in jenen vier Sommermonaten führte, dreimal größer als in den acht andern war (4420 Mill. Kubikmeter gegen 1533), so ist erklärlich, daß der im Jahr herabgeführte Schlamm mehr als dreimal größer war als das gelöste Material (3094 Mill. Kilogramm gegen 945). Für den Ganges fand man[115]) noch vor seiner Vereinigung mit der Gangra 2 kg im Jahresmittel; und während er in der Trockenzeit weniger als 300 g. führen soll, erreichten die Sinkstoffe in den Zeiten des Sommermonsuns 2400 g; ebenso hat man für den Blauen Nil im Frühling nur ca. 25—30 g, im August 1160 g gefunden[116]).

3. Geschiebetransport. Das gesamte festere Material, welches die Flußsohle in der mannigfaltigsten Form von Geröll, Kies, Sand bedeckt, nennen wir sein Geschiebe. Es pflegt massenhaft in allen Gebirgsgewässern

[111]) Auch sorgfältige Messungen verlieren in diesem Punkte an Wert, wenn sie nicht systematisch für längere Perioden durchgeführt sind. Vergl. Anm. 110. — [112]) Lehrreich ist in dieser Hinsicht der Hoang-ho, dessen Schlammführung man noch oft nach Sir Stauntons Schätzung i. J. 1797 angibt. Er fand 1 : 200, also 20000 g im cbm, und danach sollte der Fluß i. J. 417 Mill. cbm Schlamm herabführen wie noch Guppy 1880 (Nature XXII, 486) wiederholte. Der Einwand Mellard Reades, daß es sich offenbar um das Gewicht des nassen Schlamms handle (Nature XXII, 559), veranlaßte Guppy, die Schlammführung des Hoang-ho nunmehr um das 9fache, auf ca. 47 Mill. Kubikmeter i. J., zu reduzieren. — [113]) S. die sorgfältige (quellenmäßige) Analyse bisheriger Berechnungen der Schlammführung von Flüssen in Metermaß umgerechnet bei Penck 1894, I, 296 ff. — [114]) Nach Uetrecht, s. Anm. 110. — [115]) Auch für den Ganges ist man noch auf die Untersuchungen Everests v. J. 1832 angewiesen; (Journ. Asiat. Soc. 1832.) — [116]) W. Pietsch, Abflußgebiet des Nils, Berlin 1910, 105.

vorhanden zu sein und wird hier vornehmlich durch die Gewalt plötzlicher Hochwasser in die Täler und Ebenen herabgeführt. Wildbäche, in den Alpen Murgänge genannt, können gelegentlich den ganzen Talboden meterhoch mit Steinblöcken überdecken (vermuren), um ihn für Jahrzehnte der Ausnutzung zu entziehen[117]). Im allgemeinen geht die Fortbewegung des Geschiebes mehr in rollender als schiebender Form vor sich, wodurch die Gerölle mehr und mehr verkleinert werden, ihre scharfen Ecken und Kanten verlieren und schließlich in flache Kiesel abgeschliffen werden. Flußgeröll läßt sich daher leicht von scharfkantigerm Gletschergeschiebe oder Trümmern von Bergstürzen unterscheiden. Die Korngröße des fortbewegten Geschiebes hängt von der Stromstärke ab. Sand und Kies bedürfen[118]) einer solchen von $0{,}_3{}^{m}$ bis $0{,}_6{}^{m}$, nußgroßes Geröll etwa $1{,}_5{}^{m}$ (S. 329). Gröberes Geröll muß also meist im Oberlauf der Flüsse liegen bleiben, wird aber steter Umlagerung unterworfen. Kies und Sandbänke wandern stets abwärts, indem sie am obern Ende abgetragen werden, am untern wachsen. Nur wenn sie als sog. Auen den Flußspiegel erreichen und durch Vegetation verfestigt werden, haben sie längeren Bestand.

Im einzelnen ist der Vorgang dieser Umlagerung noch wenig untersucht, und wenig Anhaltspunkte hat man, um die Masse des vom Fluß fortgeschobenen Geschiebes zu bestimmen. Wo man dies bei Deltabildungen in Seen versucht hat[119]), fand man selbst bei der Einmündung von Gebirgsflüssen in Seen wenig größere Massen von Aufschüttungsmaterial, als an schwebend erhaltenen Sinkstoffen von diesen abwärts geführt wird.

§ 142. Sedimentablagerung. Wo irgend das Flußgefäll geringer wird, gelangt das mitgeführte Material — je nach seiner Korngröße oder Beschaffenheit langsamer oder schneller — zur Ablagerung. Der Fluß schüttet sich damit selbst sein Bett auf; die Sohle erhöht sich und wird durch die aufgelagerten Stoffe zunächst vor weiterer Zerstörung und Vertiefung geschützt. Um so mehr werden dann die Uferwände angegriffen, gegen die sich der Überschuß des Gefällsbedürfnisses oder der Stromstrich richtet, und sie werden in Flußkrümmungen zerlegt. Hierbei wird das zunächst betroffene Ufer unterhöhlt, es bilden sich Pfuhle längs desselben, die überhängenden Wände stürzen ab.

Die Wasserbewegung geht dabei in Spiralen vor sich[120]). Die Stromfäden tauchen am konkaven Ufer unter, laufen längs der Sohle zum andern Ufer hinüber, das sie natürlich weit unterhalb erreichen, um sich dann wieder zu erheben und den Kreislauf von neuem zu beginnen. Diese Unterströmung ist es, welche die Sedimente zum konvexen Ufer führt. Der Stromstrich wird dadurch immer weiter abgedrängt von diesem, bis er unterhalb der Ablagerungen seine unterhöhlende Tätigkeit wieder beginnen kann.

Der Gesamterfolg ist zunächst eine stete Verbreiterung des Flußquerschnitts, der mit seiner mehr ebenen oder schwach nach oben gekrümmten Sohle ein vollständiges Gegenstück zu der V-förmigen Erosionsfurche ist. Auch das Längsprofil eines solchen in die eigenen Alluvionen sich eingrabenden Flusses ist wesentlich von dem oben (S. 332) geschilderten verschieden. Bei der steten Verminderung des Gefälls nach unten infolge der Ablagerungen ist die Gefällskurve nach oben hohl. Je feinkörniger und lockerer nun

[117]) Stiny, J., Die Muren, Innsbruck 1910. Mit Abb. — [118]) Näheres bei Penck I. 282 ff. — [119]) Penck I. 89. — [120]) Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 416.

das Erdreich ist, in dem diese Umbildungen vor sich gehen, um so leichter wird es dem Wasser, die Ufer anzugreifen und aus dem Gelände halbkreisförmige Stücke auszuschneiden, die dem Flußlauf das Bild einer Schlangenlinie geben. Die starken Windungen im Unterlauf des Mäander in West-Kleinasien sind für diese sog. Serpentinen- oder Mäanderbildung sprichwörtlich geworden. Im weitern Fortschreiten derselben werden manche Schlingen völlig abgegraben, ihr Hals durch ein neues geradliniges Flußbett abgeschnitten und damit die Bogen zu toten Gewässern gemacht, wie sie den meisten weiten Talflächen der Niederungen eigen sind. Alle diese Verhältnisse sind daher meist schon auf sog. Spezialkarten, sehr genau auf topographischen Karten zu verfolgen[121]).

Wie demnach im Flußbette die Einzelgebilde vorwiegender Abtragung mit solchen der Ablagerung räumlich stetig wechseln, so sind sie auch zeitlich von wechselndem Bestand. Die Erosionswirkung ist wie die Talbildung eine periodische, weil die Umstände, welche die Strömung lokal zu verstärken oder zu vermindern geeignet sind, einander zeitlich ablösen. Eine Schwelle härteren Gesteins, die sich quer durch das Flußbett zieht, übt, auch wenn sie sich dem Auge völlig entzieht, oft meilenweit aufwärts eine verzögernde Wirkung auf die Kraft der Strömung aus. Eine solche kann beispielsweise unbemerkt in Wirksamkeit treten, wenn die Erosion allmählich allen Sand oder alles lockere Geröll über der Schwelle fortgetragen hat. Unter unsern Augen bilden sich Schwellen, wenn ein Seitenbach plötzlich massenhaftes Geröll in das Flußbett des Hauptstroms schiebt, wie dies im Gebirge so oft nach Gewittern geschieht. Der Fluß lagert dann oberhalb solcher Schwellen alle mitgeführten Sedimente ab. Staut sich das Wasser vollkommen, so muß sich ein Fluß- oder Talsee bilden, der vom Fluß allmählich wieder zugeschüttet wird (§ 175, 5), wobei sich der Boden durch die feinen Sedimente, welche im Wasser schwebend erhalten waren, ausebnet. Dies ist der Ursprung der meisten Talstufen (Flußterrassen) in Gebirgstälern, die uns durch ihre völlig ebene Oberfläche in Staunen setzen, wenn wir sie von der steilen Stirnseite erstiegen haben. Ist die Ausfüllung vollendet, so beginnt die Erosion dort, wo das fließende Wasser den Stufenrand überströmt, von neuem. Mit jedem Fortschritt wird das Flußgefäll vermehrt und damit die senkrecht erodierende Kraft wieder verstärkt. Von unten nach oben wird von neuem eine Furche in das eigene Aufschüttungsmaterial geschnitten, in das sich das Wasser zurückzieht. So bleiben oft in beträchtlicher Entfernung die dem Flußlaufe parallelen Hochgestade oder Talleisten bestehen[122]) als Zeichen ehemaligen Überwiegens seitlicher Erosion und meist auch als Grenzen späterer Überschwemmungsgebiete im Tale. Das Hochwasser kann diese Landstufen, die nicht selten in mehrfachen Reihen den Fluß begleiten, immer noch weiter zurückdrängen. Die äußeren Stufen pflegen als die ältern durch die Verwitterung und Abtragung ihre geschlossene Böschung schon verloren zu haben.

Im verstärkten Maße muß die Seitenerosion arbeiten, wenn der Eisgang im Frühling Eisschollen gegen die Ufer drängt. Daher die Gefahren, denen die Deiche unserer Niederungsströme ausgesetzt sind. Eine Eisstopfung vermindert das Gefäll nach unten, preßt also den Hauptstrom mit ungeheurer

[121]) S. z. B. Vogels Karte d. Deutschen Reiches 1 : 500000. Hier sei von neuem auf Honsells Vortrag mit schematischer Karte des Rheintals (s. o. Anm. 94 auf S. 328) verwiesen. Über Mäanderbildung vergl. auch Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 98 ff. — [122]) Penck, Morph. II, 1894, 67, 125.

Gewalt gegen eine einzelne Stelle des künstlichen Uferdamms. Wenn wir heute derartige Talleisten in Talflächen sehen, die nur von kleinen Rinnsalen durchzogen sind, so ist anzunehmen, daß sie aus Zeiten stammen, in denen mächtige Gletscherströme die Täler durchzogen (S. 350). Aber selbst geringe Wasseradern können im Laufe der Zeit und bei lockerm Boden breite Talflächen auswaschen. Man muß im Einzelfall die möglichen Ursachen unterscheiden lernen.

Flußverschiebungen. Das sog. Baersche Gesetz der Uferbildung. An zahlreichen Niederungsflüssen bemerkt man ein seitliches Wandern der Flußbetten, jedenfalls einen stark ausgeprägten Gegensatz der beiden Ufer; das eine pflegt dabei auf lange Strecken steil und hoch zu sein, das andere niedrig und flach. Da diese Erscheinung besonders an meridional verlaufenden Flüssen Rußlands beobachtet wurde, und hierbei sich stets das rechte Ufer als hoch erwies — in Rußland spricht man bei vielen Flüssen von einem Berg- und Wiesenufer (Atlas, Taf. 32, Berg- und Wiesenufer der Wolga), — war man geneigt, die Ursache des nach rechts verstärkten Drucks der Strömung allein in der Umdrehung der Erde zu suchen[123]). Diese bewirkt bekanntlich allgemein eine Ablenkung horizontaler Bewegungen — in diese Falle also des fließenden Wassers — auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links (§ 81). Die nähere Berechnung hat indes klargelegt[124]), daß die geringen Unterschiede der seitlichen Verschiebung des Stromstrichs, wie sie sich aus der nur wenig verschiedenen Umdrehungsgeschwindigkeit der durchströmten Breiten ergibt, nicht imstande sind, solche Wirkung allgemein hervorzurufen. Weit beträchtlicher dürfte im Einzelfall der Einfluß vorherrschender Winde sein, der den Wasserstrom gegen die Uferstrecken treibt. Naturgemäß kann dieser nur im Flachlande und bei niederen Ufern, die dem Winde den Zutritt zur Wasserfläche gewähren, bedeutend sein. Der geologische Bau des Flußbettes erklärt ebenso, daß einzelne Uferwände sich leichter angreifen lassen als andere[125]).

Fluß-Anschwemmungen. Bei Mangel jeglichen Gefälls wird das Wasser gezwungen, auch alle Materialien, die es schwebend herabgeführt hat, langsam sinken zu lassen. Daher endigen alle im trocknen Flachlande versiegenden oder in flache Seen mündenden Flüsse in äußerst flachen Schwemmkegeln, über welche sich die eben noch fortbewegten Gewässer strahlenförmig in einzelnen Rinnsalen wechselnden Bestandes ausbreiten. Man bezeichnet diese als Deltas. Viele Flüsse bauen solche auch ins Meer hinein, doch kommen hierbei Bedingungen in Betracht, die später zu erörtern sind (§ 145). Hier mag nur an die Tatsache erinnert werden, daß die Vermischung von Fluß- und salzigem Meerwasser ein ungemein rasches Niederschlagen der Flußsedimente bedingt, ohne daß die Ursache hiervon bereits völlig aufgeklärt wäre. Führt ein Fluß Sandmassen herab, so ist die Gefahr der Barrenbildung, durch welche die Einfahrt versperrt wird, eine große. Die Schlickmassen jedoch, welche in dem Talweg kaum zur Ablagerung gelangen, wohl aber zu beiden Seiten desselben, tragen dadurch selbst zur Erhaltung einer Fahrrinne bei[126]).

Zahlreiche Flüsse erreichen das Meer noch mit ausreichend starker Stromgeschwindigkeit, um die schwebend erhaltenen Stoffe mit in dasselbe

[123]) Zuerst von K. E. v. Baer auf diese Ursache zurückgeführt 1860 (Über ein allg. Gesetz in der Gestaltung der Flußbetten; (Bull. Acad. des sciences St. Pétersbourg II. 1860); daher das „Gesetz" nach ihm benannt. — [124]) K. Oppritz, Verh. II. D. Geog.-Tages Halle, 1882, 47 — 53. — [125]) Vergl. im übrigen die Durchprüfung umfangreicher Literatur über diese Frage durch Br. Neumann, Studien über den Bau der Strombetten u. d. Baersche Gesetz. Diss., Königsb. 1893. Weitere Literatur im Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 97 ff. — [126]) Hübbe, Über die Eigenschaft u. d. Verhalten des Schlicks (Zeitschr. f. Bauwesen X, Berlin 1860, 514).

hineinzutragen, was sich an der Färbung der Gewässer feststellen läßt. Das seichte Gelbe Meer im Osten Chinas ist durch den Hoang-ho oder Gelben Fluß durchweg mit Lehmteilen erfüllt. Die Fluten des Kongo, der sich in die Tiefen des Atlantischen Ozeans ergießt, sollen noch 400 km weit an der Färbung erkannt sein. (Die neuern Tiefemessungen haben einen noch viel weiter reichenden Einfluß des leichtern Kongowassers in den tiefern Wasserschichten ergeben.) Andererseits lassen die Tiefenkarten erkennen, daß manche Ströme im Mündungsgebiet noch Kraft genug besitzen, um sich ein unterseeisches Bett noch meilenweit zu erodieren, wobei ihnen die Gezeitenströmungen vielfach zu Hilfe kommen [127]). Doch sind manche dieser unterseeischen Flußbetten sicher auf Erosionswirkungen zurückzuführen in Zeiten, in denen der nun vom Wasser bedeckte Küstenstreifen noch Land war [128]).

Abtragung der Landflächen durch die Flüsse. Man hat bisher nur von wenigen Flüssen berechnen können, wie viel festes Material sie im Jahre herabführen. Die Unsicherheit in der Kenntnis der mittleren Schlamm- und Wasserführung ist übrigens nicht allein schuld an den beträchtlichen Differenzen in den Ergebnissen solcher Berechnungen, sie sind vielmehr auch in der Methode der letztern begründet. Als mittlere Schlammführung wird meist der Durchschnitt aus den Ergebnissen der Proben genommen. Indessen muß richtiger jedes Ergebnis einer Sedimentbestimmung mit der Anzahl der Kubikmeter Wasser multipliziert werden, welche während der Beobachtungsperioden (Zwischenraum von Tagen, Wochen oder Monaten usw.) vom Fluß dem Meere zugeführt sind, und erst die Summe dieser Produkte ergibt den Massentransport.

Die Schlammführung ward z. B. für den Mississipi zu 549 g (in 1 cbm) gefunden, wonach er im Jahre (1857) $0{,}_{549}$ kg $\times$ 17500 cbm $\times$ 31.557600 Sek. = 303 Mill. Tonne (zu 1000 kg) herabgeführt hätte. Eine für 52 Wochen durchgeführte Berechnung würde dagegen für den Mississippi ca. 350 Mill. Tonnen Sediment oder 15% mehr ergeben [129]), woraus als wahre mittlere Schlammführung im Jahre 630 g in 1 cbm folgt. Je nachdem man ferner das mittlere spezifische Gewicht des Sediments zu 2 oder $2{,}_4$ annimmt, verwandeln sich die 350 Mill. Tonnen in 175 bezw. 146 Mill. Kubikmeter Feststoffe als jährliche Abtragung des Mississippi.

Eine Schätzung [130]) der Schlammführung von zwölf Flüssen Mittel- und Südeuropas, Südasiens nebst Nil und Mississippi nimmt unter Voraussetzung eines (wohl zu hohen) spezifischen Gewichts von $2{,}_4$ für die schwebenden Sedimente 838 Mill. Kubikmeter Feststoffe im Jahre an, wonach das von jenen Flüssen entwässerte Gebiet von rund 10 Mill. Quadratkilometer in ca. 12000 Jahren um 1 m durch die Erosion abgetragen werden würde. Für die Rhone [131]) oberhalb des Einflusses in den Genfer See ergaben die Messungen i. J. 1904/05 ein herabgeführtes Gesteinsmaterial von rund 4039 Mill. Kilogramm oder $1{,}_5$ Mill. Kubikmeter, wenn man von einem spezifischen Gewicht von $2{,}_{68}$ (!) ausgeht. Bei einem Einzugsgebiet von 5219 qkm ergibt jene Summe 288 cbm für 1 qkm. Es wäre das Gebiet also in jenem Jahr um eine Schicht von $0{,}_{288}$ mm abgetragen und 3470 Jahre ($= 1 : 0{,}_{000\,288}$) wären erforderlich für eine Abtragung von 1 m. Solche Zahlen haben, weil von zahlreichen unsichern Voraussetzungen ausgehend, natürlich nur

[127]) J. W. Spencer, The submarine great Canyon of the Hudson River (Pet. Mitt. 1905, LB. 806). — [128]) Die Karten in Edw. Hull, Monograph on the suboceanic Physiography of the North Atlantic Ocean (London 1912) lassen diese untergetauchten Flußmündungen deutlich erkennen. — [129]) Eine Neuberechnung der Penckschen Zahlen (I, 132) für die monatliche Schlammführung des Mississippi läßt einige Berechnungsfehler erkennen. — [130]) Penck I, 381. — [131]) S. die Arbeit v. E. Uetrecht, Anm. 110, S. 60.

relativen Wert. Wenn nun hierbei die Berechnung für die indischen Ströme, bei denen sich Regenreichtum mit gewaltiger Gebirgsverwitterung und starkem Gebirgsgefäll vereinigt, nur auf 3—4000 Jahre, für solche zwischen 30°—50° N. auf 15—30000 J. gelangt, während mitteleuropäische Flüsse zur Abtragung eines Meters 200—500000 J. und mehr gebrauchen sollen, so spiegelt sich darin von neuem der gewaltige Unterschied geographischer Lage ab. Die gesamte Erosionsarbeit des Einzelflusses wird auch durch solche Berechnung nicht gekennzeichnet, weil ein großer Teil der transportierten Sedimente auf der Landfläche bleibt. Will man den Schätzungen über einige Quellflüsse des Rheins trauen, so schüttet er jährlich 5 Mill. Kubikmeter schwebender Sinkstoffe in die Alpenseen, d. h. dreimal mehr, als er ins Meer führt[132]).

§ 143. Gletscherwirkungen[133]). 1. Aus den Regionen des fließenden Wassers treten wir nunmehr in die einer dauernden Aufspeicherung atmosphärischer Niederschläge in Gestalt von Schnee und Eis. Auf die klimatischen Bedingungen ihres Vorkommens und der geographischen Verbreitung dieser an der Umgestaltung gewisser Landformen einen hervorragenden Anteil nehmenden Erscheinungen kommen wir zurück (§ 252). Für jetzt genüge es, daran zu erinnern, daß eine derartige Aufspeicherung festen Wassers nur im Bereich eines nivalen Klimas denkbar ist, d. h. in Höhen so niederer Temperatur, daß auch die Sommerwärme ein völliges Abschmelzen von Schnee- und Eislagen nicht zu bewirken vermag. Das Kerngebiet solcher Landflächen liegt oberhalb der sog. Höhengrenze des ewigen Schnees oder besser der einer, sich zwar fortwährend durch Schneefall und Abschmelzung umbildenden, aber in mehr oder weniger mächtigen Lagen dauernd erhaltenden Schneedecke. In niedern und mittlern Breiten auf die höchsten Erhebungen der Gebirge beschränkt und daher nur kleinere Flächen bedeckend, senkt sich die Schneeregion in polaren Gegenden immer mehr herab, bis sie schließlich, wie vor allem auf dem antarktischen Kontinent, den Meeresspiegel erreicht. (Näheres in § 252 Die Schneegrenze.) Indessen reichen die Wirkungen der aufgespeicherten Eismassen, wo irgend sie sich finden, auch noch in die benachbarten tiefern Landschaften hinein, nicht nur mittels der nie fehlenden Schmelzgewässer, sondern auch in der Gestalt fester Eisströme, die sich halb gleitend, halb wälzend auf geneigtem Boden abwärts schieben und ihr Ende oft weit unter der Schneegrenze durch den Schmelzvorgang finden. Bevor wir auf diese Gletscher im engern Sinn eingehen, gilt es ihr höhergelegenes Nährgebiet, das Firnfeld, ins Auge zu fassen.

Die Firnfelder setzen zu ihrer Bildung, abgesehen von einer Höhe, in der sich das meteorische Wasser fast ausschließlich in der Form von Schnee niederschlägt, Bodenflächen von mäßiger Steilheit voraus, so daß Schneeanhäufungen sich halten können. Die Verdunstung ist in diesen kalten Höhen gering. Ein Auftauen und Abschmelzen findet aber nicht nur infolge von Sonnenbestrahlung oder warmen Luftströmungen an der Oberfläche statt, sondern bei dem starken innern Druck, der den Schmelzpunkt sinken läßt,

[132]) Penck I, 383; dort werden für den Unterlauf $1{,}_7$ Mill. Kubikmeter jährlicher Schlammführung und $5{,}_6$ Mill. Kubikmeter jährlichen Transports gelöster Stoffe angenommen. — [133]) A. Heim, Handb. d. Gletscherkunde (Stuttg. 1885); H. Heß, Die Gletscher (Braunschw. 1904); W. H. Hobbs, Characteristics of existing glaciers Newyork 1911); J. Sölch (Anm. 73, Gletscherwirkungen 194—208); Ber. im Geogr. Jahrb. bes. v. A. Rühl (XXXV, 1912; 135—142); Zeitschr. f. Gletscherkunde her. v. Ed. Brückner (Berlin seit 1906).

auch in tiefern Lagen des Innern. Aber ihm folgt nachts oder bei kalten Winden unmittelbar ein Gefrieren, bis sich die ganze Schneemasse in körnigen Firn verwandelt hat. Dieser senkt sich allmählich, erhält neuen Zuwachs durch Schneefälle, während er nach unten erst in mehr lufterfülltes blasiges, schließlich in festes Eis übergeht. Das Firneis ist mehr oder weniger plastisch und nur teilweise am Boden festgefroren, da hier die Bodenwärme beim Abschmelzen mitwirkt. Bei weiterm Wachstum vermag es einen Teil seiner Masse an den tiefsten Stellen der Umrandung des Sammelbeckens hinauszudrängen. An dieser untern Grenze der Firnfelder beginnt die Region der eigentlichen Gletscher oder des Zehrgebiets vergletscherter Höhen.

2. Die Formen, welche das Gletschereis annimmt, sind im wesentlichen von der Bodengestalt der Firnbecken und ihrer Umgebung abhängig. Man kann sie zu gewissen Typen zusammenfassen. In den scharfgratigen Höhen der in die Schneeregion hinaufragenden Gebirge, wie in den Alpen (daher Alpiner Typus), gliedert sich das Firngebiet in Einzelfelder oder Sammelbecken mit etwas nach oben gehöhltem Querschnitt. Ein jedes erzeugt einen einzelnen zungenförmigen Talgletscher, der mit gewölbter Oberfläche und allmählich abnehmender Mächtigkeit talwärts zieht bis in Tiefen, wo ihn die Luftwärme zum völligen Abschmelzen bringt. Unbedeutend ist die Verdickung, die die Gletscher durch weitere Schneefälle empfangen, gelegentlich rutschen Schneelawinen auf sie herab. Sie erhalten sich wesentlich durch den Nachschub aus dem Firngebiet.

Das Verhältnis der Masse von Nähr- und Zehrgebiet oder von Firnfeld und Gletscherzunge läßt sich nur annähernd aus der Größe [ihrer] Oberflächen abschätzen. Das Firnfeld ist immer größer, als die Oberfläche des zugehörigen Talgletschers. Für die Ostalpen hat man es im Mittel wie 3 : 1 gefunden, in den Schweizer Alpen[134]) wechselt das Verhältnis stärker. (Beim Unteraargletscher wie $1,_5$: 1, beim Ob. Grindelwaldgletscher wie $4,_8$: 1.) — Je nach Zufuhr, Bodengestalt und Klima ist der Höhenabstand zwischen Gletscherwurzel und [unterm Ende sehr verschieden, auch im gleichen Gebirge. In den Alpen, aber auch in den durch feuchte Winde reich genährten Gletschergebieten [des südlichen Chile und der Westseite Neuseelands reichen manche bis weit in die Waldregion, ja in die Umgebung menschlicher Siedlungen hinab. In den Alpen endigen die Gletscher etwa in 1800—2000 m Höhe oder 600—800 m unter der Schneegrenze. Eine völlige Ausnahme bildet der Ob. Grindelwaldgletscher im Berner Oberland, der heute in 1100 m (vor 100 Jahren in 1000 m) endet. — Die Länge der Talgletscher ist abgesehen von der Zufuhr von der mittleren Neigung der Talsohle, auf der er sich bewegt, abhängig. In den Alpen gilt der Große Aletschgletscher mit $26,_8$ km[135]) als der längste, weit überroffen durch manche Himalajagletscher (Hissargletscher im Karakorumgebirge = 60 km lang)[136]). Einer der Tienschan-Gletscher im O. des Khan-Tengri soll sogar 70—75 km lang sein, da ihn in der untern Hälfte eine mächtige Schuttdecke vor dem Abschmelzen schützt[137]).

Bei stärker abgeflachten Hochgebirgen, wie solche im südlichen Norwegen in die Schneeregion hineinragen (daher Norwegischer Typus) breiten sich manche Firnfelder zusammenwachsend über weite Hochflächen aus und gestatten an zahlreichen Stellen das Austreten des Eises, sei es in Zungen, sei es in breitern Bänken. Diese pflegen, weil nur durch einen Teil

[134]) Heß, Gletscher 1904, 73. — [135]) Ebenda 73 ff. Heim nahm 1885 nur $16\frac{1}{2}$ km an. — [136]) W. M. Conway, Map of the Karakorum Himalayas 1 : 126720. London 1894. (Vergl. Pet. Mitt. 1894, 241 ff.) — [137]) G. Merzbacher, Forschungsreise in Zentralasien. (Erg. H. Nr. 149 zu Pet. Mitt. Gotha 1906, 74).

des Firngebietes genährt, weit kleiner und kürzer zu sein, als die Talgletscher und mehr an den steil abgewitterten Seiten des firnbedeckten Massivs zu hängen. Solche Hängegletscher zeigen sich oft auch an kleinern Firnfeldern steilerer Felswände, wo sie sich nur durch ein Festfrieren am Boden erhalten können. Um so größer die Verheerungen, wenn ein Hängegletscher sich loslöst und als Gletscherlawine[138]) mit seiner gesamten Masse in die Tiefe rutscht.

Seltener tritt bei besonders reich genährtem Firngebiet der Fall ein, daß die Gletscherzungen, bis in das Flachland am Fuß der Gebirge wandernd, hier zu einem einzigen Eisfeld zusammen wachsen. Man hat solche Vorlandgletscher nach ihrem heutigen Vorkommen als Alaska-Typus bezeichnet.

Wo dagegen die Abtragung des Firneises nur gering ist und immer größere Schneemassen sich über weite Gefilde anhäufen, wachsen sie, alle Unebenheiten des Geländes verhüllend zu einer geschlossenen Eisdecke zusammen. Das ist das sog. Inlandeis, aus dem nur vereinzelte Felsspitzen des Untergrundes — die Nunatakr der Grönlander — hervorragen. In der Gegenwart sehen wir Inlandeis nur in hohen polaren Breiten, wenn es auch hier und da auf tropischen Berggipfeln, namentlich Vulkanen, in der verkleinerten Form von Eiskappen wiederkehrt.

Echtes Inlandseis findet sich auf Spitzbergen, es bedeckt bis zu 3000 m Seehöhe sich auftürmend Grönland, hat aber auf dem antarktischen Kontinent die gewaltigste Ausdehnung. Hier erreicht es eine Mächtigkeit wie in Grönland von möglicherweise mehr als 1000 m, keilt sich aber gegen die Küsten zu aus. In Grönland schiebt die Eiskappe östlich und westlich noch breite Zungengletscher über die Randgebirge bis ins Meer. Auch in Alaska und an der Magalhães Straße (54° S.) erreichen sie das Meer. In der Antarktis tritt das Inlandeis mehr in breiten Bänken an die Küste, ja schiebt sich als Schelfeis noch auf das Meer hinaus. Der Unterlage beraubt brechen dann Ströme wie Bänke ab (sie „kalben") und senden schwimmende Eisberge ins Meer. Ihrem verschiedenen Ursprung gemäß haben diese im Norden unregelmäßige Formen und ragen mit Zacken und Spitzen aus dem Wasser, im Süden erscheinen sie mit tafelförmiger Oberfläche und senkrechten, unersteigbaren Wänden.

§ 143a. Gletscherbewegung. Auch bei stationären Gletschern, bei denen Zufuhr und Abschmelzung im Gleichgewicht stehen und Gestalt und Lage sich auf längere Zeit kaum ändern, ist die Eismasse in einer ständigen Umbildung und Bewegung. Tatsächlich handelt es sich bei allen Gletschern um eine äußerlich wahrnehmbare Vorwärtsbewegung, die bei dem lebendigen Interesse, welches man heute der Gletscherkunde entgegenbringt, in manchen Gebirgen unter regelmäßiger Beobachtung steht. Nächst der Schwerkraft sind die Ursachen der Bewegung in ständigen Umgestaltungen der innern Struktur des Eises zu suchen.

Über die Ursachen der Gletscherbewegung[139]) hat man verschiedene Theorien aufgestellt, die hier nur angedeutet werden können. Plastizität des Eises ist die Voraussetzung aller derselben. Die Relegationstheorie führt sie auf die unausgesetzte Verflüssigung und das Wiedergefrieren der kleinsten Eiskörner zurück. Dabei sei daran erinnert, daß die Temperaturunterschiede der über den Gletschern befindlichen Luft sich nur bis in sehr geringe Tiefe geltend machen. Im Innern des

[138]) A. Heim, Die Gletscherlawine an der Altels 1895. (98. Beibl. d. naturf. Ges. Zürich 1906, 33.) — [139]) Näheres bei A. Supan (Grundzüge. 6. Aufl. 1916, 198 ff.); J. Sölch, Gletscherstruktur u. Bewegung (Anm. 73, 197 ff).

Eises ist die Temperatur wenig von 0° C verschieden und, wie schon angedeutet, sinkt der Schmelzpunkt mit der Zunahme des Drucks. Eis kann also in der Tiefe auch noch bei einer Temperatur von etwas weniger als 0° C. schmelzen. — Andere nehmen eine ständige Verschiebung der biegsamen dünnen Eisblättchen an (Translationstheorie), aus denen die Gletscherkörner bestehen. — Ebenso hat man die feinen Schichten im Eise, wie sie ursprünglich aus den einzelnen Schneefällen hervorgegangen sind, die dann durch feine Staubteilchen überdeckt wurden, in Längs- und Querschnitten des Gletschers verfolgt und daraus auf die Art der Bewegung geschlossen. — Wer an einer bloßen, allerdings unausgesetzten Lagenveränderung der Eismoleküle festhält, führt dagegen die Bewegung des strömenden Eises auf die gleichen Ursachen zurück, die der des fließenden Wassers zugrunde liegen.

Was die Geschwindigkeit der Fortbewegung der Gletscher betrifft, so steht fest, daß sie vom Rande nach der Mitte zu wächst und an der Oberfläche größer ist als im Innern und am Boden. Auch übertrifft die Geschwindigkeit an der obern Wurzel des Gletschers die am untern Ende beträchtlich und sie wächst mit der Dicke des Eises. Im übrigen erfolgt sie nicht gleichmäßig, sondern mehr ruckweise und hängt eng mit der größern oder geringern Zufuhr aus dem Nährgebiet zusammen. Sie ist also im Sommer allgemein wesentlich größer als im Winter und schwankt, weil von klimatischen Faktoren abhängig, auch in einzelnen Jahren.

In den Alpen[140]) und Norwegen hat man sie durchschnittlich nur zu $0{,}_1$—$0{,}_3$ m in 24 h, also 36—100 m im Jahr, gefunden, im Sommer jedoch oft zu 1 m. Im Himalajagebirge rücken die Gletscher dagegen in der heißen Zeit um 2—4 m in 24 h vor. Viel rascher bewegen sich die grönländischen Eisströme, die man 10, 20, ja mehr als 30 m in 24 h vorrücken sah. Für das antarktische Inlandeis haben die neuesten Beobachtungen kaum mehr als in den Alpen ergeben, was auf die geringere mittlere Temperatur der dortigen Gebiete zurückgeführt wird[141]).

Die Abschmelzung. Zungengletscher sind im allgemeinen in der Mitte gewölbt, da an den Seiten die Abschmelzung von unten größer ist; sie verflachen aber talwärts mehr und mehr. Die Oberfläche ist vielfach durch Längs- und Querspalten durchsetzt, die aber meist durch eine überlagernde Schneemasse verdeckt sind. Um so gefahrbringender sind sie beim Überschreiten des Gletschers. Wo derselbe über Talstufen oder steilere Gefällsknickungen der Talsohle zu wandern hat, kommt es oft zu einem völligen Zerreißen des Eises. Unregelmäßig bricht es in Schollen ab, die in der Folge zu einem schwer übersteigbaren Haufwerk von Eismassen zusammengeschoben werden.

Trifft man auch in mittlern Breiten infolge ungleichen Abschmelzens auf mannigfaltige Veränderungen der Gletscheroberflächen, so scheint eine so starke Zerfressenheit der Firndecke, wie sie im sog. Zackenfirn sich kundgibt, auf die Schneefelder der Tropen und Subtropen beschränkt zu sein. Sie ist dort oft in reihenweis stehende, 1½—2½ hohe Firnpyramiden verwandelt, die menschlichen, in weiße Schleier gehüllten stehenden oder knieenden Figuren gleichen (daher Nieve penitente oder Büßerschnee). Winde oder Schmelzwasser können sie kaum erzeugen, da sie sich mehr an windgeschützten Stellen und nicht in der Richtung des Schmelzwassersabflusses finden. In Argentinien stehen sie in ostwestlichen Reihen. Daher glaubt man, daß Morgen- und Abendsonne flache Stellen des Schnees in die längern Furchen zwischen den Reihen umgestalten[142]).

[140]) Heß, die Gletscher, 1904, 119. — [141]) E. v. Drygalski, Das Eis der Antarktis. (Die deutsche Südpolarexpedition 1901—3, Bd. I, 1920; 693 ff.) — [142]) H. Keidel, Über d. Büßerschnee i. d. argent. Anden (Z. f. Gletscherk. IV, 1909). F. Klute, Beob. ü. Zackenfirn am Kilimandscharo (Z. f. Gletscherk. VIII. 1913/14, 289 ff.

Das Schmelzwasser der Gletscheroberfläche sammelt sich auf ihr in Bächen und flachen Eisseen, stürzt dann aber gelegentlich in Spalten und Klüfte und treibt dort schlotförmige und nischenreiche Gletschermühlen durch das Eis. In diesen kreisen Gesteinsbrocken rastlos in Wirbeln und bohren sich als gerundete Schleifsteine auch wohl in die feste Gesteinsunterlage, um dort die sog. Gletschertöpfe oft mehrere Meter tief auszuschleifen (S. 333). Schließlich vereinigen sich alle diese Schmelzgewässer mit den am Grunde von allen Seiten herbeifließenden Rinnsalen zu einem im Sommer stets beträchtlich wasserreichern Strom, der aus einem mächtigen Gletschertor hervorzubrechen pflegt.

§ 143b. Moränen[143]**.** Indem die Eisströme sich allen Formen ihres Felsbeckens anschmiegen, glätten sie das letztere am Boden und Talwänden und befreien es ausräumend von dem leichter beweglichen erdigen Material. Abgesprengte Gesteine kneten sie in das Eis und zermalmen sie durch den unausgesetzten Vorgang des Schmelzens und Wiedergefrierens in immer kleinere, der Kanten und Ecken beraubten Kiese oder zerreiben sie schließlich zu Sanden. Diese Schuttmassen sind es, die als Grundmoränen den Boden der Gletscher bedecken und durch die getrübten Gletscherbäche im Vorland abgelagert werden. An Masse übertrifft die Grundmoräne das Gesteinsmaterial, das infolge der starken Verwitterung in diesen kalten und feuchten Regionen von den unvergletscherten obern Talwänden auf den Rücken der Gletscher herabfällt und von diesem abwärts verfrachtet wird. Das Material solcher Oberflächenmoränen, aus eckigen und kantigen Gesteinsbrocken von oft gewaltiger Größe bestehend, unterscheidet sich deutlich von dem mehr abgerundeten der Grundmoränen. Beim einfachen Talgletscher häuft sich das erstere längs der Talränder zu mächtigen Seitenmoränen an. Versprengte Blöcke geben zur Bildung von Gletschertischen Anlaß, in dem das Eis rings um sie herum, nur nicht unter ihnen schmilzt. Vereinigen sich zwei Talgletscher etwa am Gabelpunkt zweier Täler, so wachsen die aufeinandertreffenden Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne zusammen. In gleicher Weise können sich abwärts weitere Mittelmoränen bilden. Ein Teil des Materials gerät in die Risse und Spalten, um hier als Innenmoräne tiefer und tiefer zu gelangen, bis es die Grundmoräne vermehren hilft. Die Hauptmasse der Oberflächenmoränen sinkt zu Boden, wo der Gletscher infolge des Abschmelzens sein Ende erreicht. Dort türmen sie sich zu bogenförmigen wallartigen End- oder Stirnmoränen auf.

§ 143c. Gletscherschwankungen und Eiszeit. Schon seit den ersten Zeiten, in denen man überhaupt in die eisbedeckten Höhen unserer Gebirge forschend eindrang, hat man erkannt, daß die Ausdehnung der einzelnen Gletscherzungen keine feststehende sei. Auf Zeiten scheinbaren Stillstandes folgen unter unsern Augen solche allmählichen Schwindens ihrer Mächtigkeit und des Rückgangs der Enden, bis sich nach erneutem Stillstand wieder eine Periode des Anschwellens und Wachstums einstellt. Es ist leicht verständlich, daß solche zeitlichen Gletscher-Schwankungen nur durch verminderte oder vermehrte Schneezufuhr im obern Nährgebiet be-

[143]) A. v. Böhm, Gesch. d. Moränenkunde, Wien 1901. Die internat. Gletscherkommission hat 1899 ein festeres System für die verschiedenen Arten der Moränen in Vorschlag gebracht (Pet. Mitt. 1900, 80), dem hier nur teilweise gefolgt ist.

dingt sind. Die Ursachen können daher nur klimatischer Natur sein und werden uns im Zusammenhang mit ähnlichen periodischen Schwankungen später beschäftigen (§ 256, Klimaschwankungen). Bei den Gletscherschwankungen handelt es sich um kürzere, der unmittelbaren Beobachtung zugängliche Zeiträume von 30—40 Jahren.

Während die Alpengletscher 1820 und 1855 ihr Maximum erreichten, begann eine kürzere Periode erneuten Vorstoßes zwischen 1875 und 1890, die von Westen allmählich zu den Ostalpen fortschritt, zu Anfang des 20. Jahrhunderts aber bereits ihr Ende erreichte. Wie es scheint, folgt überhaupt einer kürzern Zeitspanne des Wachstums eine weit längere des Rückgangs. Warum übrigens bisweilen Gletscher der gleichen klimatischen Provinz, ja auch nah benachbarte, sich in verschiedenen Stadien des Vor- und Rückgangs befinden, ist noch nicht aufgeklärt.

Beim Rückzug der Gletscher wird zwischen Endmoräne und Zungenende ein flach ausgehöhltes Feld, das sog. Zungenbecken, bloßgelegt, das mit Gletscherspuren verschiedener Art bedeckt ist. Als Ergebnis der abnagenden Tätigkeit des Eises treten uns fest am Boden haftende glattgeschliffene, der Ecken und Kanten beraubte Felsflächen — die Rundhöcker — entgegen. Ihre Oberfläche ist mit feinen gekritzten Linien und Schrammen, den Gletscherschliffen, bedeckt. Andererseits setzt sich der bloßgelegte Moränenschutt aus mehr oder weniger fremdem Gesteinsmaterial zusammen, das nicht aus der Verwitterung des vom Gletscher unmittelbar überlagerten Bodens hervorgegangen sein kann. Dies ist das vom Gletscher aus größern Höhen in die Tiefe verfrachtete Erratikum der Glazialgeologen, unter dem die erratischen Blöcke oft durch ihre gewaltige Größe auffallen.

Eiszeiten[144]. Erst allmählich lenkten Gletscherspuren, wie die angedeuteten, die Aufmerksamkeit auch in weitere Umgebung der heutigen Gletscher. Man fand an den Talwänden oberhalb der Eiszungen abgeschliffne Felspartien oder auch Reste von Ablagerungen lockern erratischen Materials. Mehr noch zeigten sich Rundhöcker und glaziale Schuttanhäufungen weit unterhalb, ja außerhalb der Talmündungen im offenen Vorland. So drängte sich die Überzeugung auf, daß es Zeiten weit größerer Ausbreitung der Gletscher in den einzelnen Gebirgen gegeben, ja daß auch manche Gipfel von Mittelgebirgen einst eine Gletscherhaube getragen haben müssen, die heute nicht entfernt mehr in die Schneeregion hineinragen. Man kam zur Annahme einer Eiszeit, die man an den Beginn der geologischen Gegenwart (Diluvialzeit) verlegte.

Es verschlägt sachlich nicht viel, ob man dabei nur von einer, jedoch durch große Perioden starken Rückgangs der Vergletscherung unterbrochenen Eiszeit spricht, oder wie die Mehrzahl heutiger Geomorphologen annimmt, mehrere aufeinanderfolgende Eiszeiten durch langandauernde Zwischenzeiten (interglaziale Zeiten) unterbrochen sein läßt. Während der letztern hat jedenfalls ein wärmeres und trockneres Klima geherrscht in den gleichen Gebieten, so daß die durch die Eiszeiten verdrängte Fauna und Flora sich der verlassenen Gebiete wieder bemächtigen konnte.

Die Eiszeiten markierten sich vor allem durch eine große Ausbreitung des Firngebietes in den einzelnen Gebirgen und damit zusammenhängend

[144]) A. Heim, z. Gesch. d. Gletscherkunde (Handb. d. Gletscherk. 1885, 532 ff.); J. Geikie, The great Ice Age (London 1874, 3. Aufl. 1894); E. Geinitz, Die Eiszeit (Braunschweig, 1906); A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde., Leipzig 1901—09); A. Heim, Geologie der Schweiz I (Leipzig 1917, 197—314, Das Diluvium).

durch eine beträchtliche Herabsenkung der Schneegrenze (§ 256). Für die niedern und mittlern Breiten bot dabei die Übersichtskarte vergletscherter Hochgebirge kein wesentlich anderes Bild[145]) als die heutige, nur daß jede einzelne Eiskappe größer war und die Gletscher tiefer in die Täler herabstiegen, in Einzelfällen überreicher Zufuhr bis in das Vorland hinab. Dort schufen sie die kennzeichnenden Moränenlandschaften. Bestimmt gilt letzteres vom Alpengebirge. Auch vergletscherten manche Gipfel von Mittelgebirgen, wie sich aus den noch nicht wieder vernichteten Spuren ergibt. In der arktischen Region wuchsen dagegen die Firnfelder Norwegens und der amerikanischen Nordens zu mächtigen Feldern von Inlandeis zusammen. Diesseits des Atlantischen Ozeans hüllte es die gesamten Niederungen um Ost- und Nordsee bis nach Mittelrußland und bis an die deutschen Mittelgebirge in Moränenschutt, in Nordamerika breitete es sich südwärts noch über die kanadischen Seen aus.

Anfangs glaubte man die erratischen Blöcke und alles glaziale Schuttmaterial seien durch schwimmende Eisberge von Skandinavien her über das noch vom Meere bedeckte norddeutsche Flachland verfrachtet (Drifttheorie). Später[146]) erkannte man, daß die lockere Bodenbedeckung ganz Norddeutschlands wie Mittelrußlands nichts anderes als Grundmoränenschutt des Inlandseises sei. Die allmählich aufgefundenen Reste viele Hunderte von Kilometern langer Endmoränen, übersät mit erratischen Blöcken, die das Gebiet des Flachlands durchziehen, setzen breite Gletscherzungen zu ihrer Erzeugung voraus.

§ 143d. Formen glazialer Abtragung. Gletschererosion[147]). Es bedarf kaum der Erläuterung, daß die Gletscher, die sich allen Unebenheiten ihres Bettes anschmiegen, imstande sind, das lockere Material daraus auszuräumen und in die Tiefe zu fördern. Ebenso steht fest, daß sie Felsflächen, über welche sie hinwegschreiten, auch bei sehr hartem Gestein mehr oder weniger abzuschleifen vermögen. Gletscherschliffe an solchen beweisen immer, daß einst Gletschereis mit am Grunde verkittetem Gesteinsmaterial über sie hinweggegangen ist. Der Verlauf dieser Schrammen zeigt die Richtung an, aus welcher die die Rundhöcker erzeugenden Gletscher kamen. Eine solche Glattschleifung felsiger Massen ist ohne Materialverlust undenkbar. Diese Art von Gletscherschurf oder glazialer Erosion bestreitet daher Niemand. Sie wird von großer Wirkung, wo es den Eismassen der Hochgebirge, die einerseits das unterlagernde Gestein vor allzu rascher Verwitterung schützten, gelang, es noch weiter abzuschleifen und abzurunden. Für die Alpen nimmt man an, daß sie schon zu Beginn der Eiszeit, stark abgeflachte Bergformen besaßen, aber bereits durch die heutigen Haupt- und Nebentäler gegliedert waren[148]). Indem dann die Gletscher anschwollen, füllten sie die Haupttäler hoch hinauf mit Eis, überschritten dabei mehrfach die Lücken der Talwände und sandten Abzweigungen in die jenseits der Wasserscheide

[145]) H. Berghaus, Physik. Atlas I. Geologie Nr. 5. (1885) Planiglobus in flächentreuer Azimutalproj., Kugelmaßstab 1 : 90 Mill. — [146]) Die Drifttheorie ward besonders durch den Schweden O. Torell (1875) zu Fall gebracht infolge der Auffindung von Gletscherschliffen in den Rüdersdorfer Kalkbergen bei Berlin. — [147]) W. M. Davis, The sculpture of Mountains by Glaciers (Scott. Geogr. Mag. 1906, 76—84); A. Penck u. E. Brückner (Anm. 144) an zahlreichen Stellen; Geogr. Jahrb. XXXV, 1912, 131 ff.; W. Salomon, Können Gletscher im anstehenden Fels Kare, Seebecken, Täler erodieren? (N. Jahrb. f. Min. 1900, II. u. Pet. Mitt. 1903. LB. Nr. 27). — [148]) H. Lautensach, Über d. heut. Stand unserer Kenntnisse v. präglazialen Aussehen d. Alpen (Z. f. Erdk. Berlin 1913, 610—23).

gelegenen Täler. Die breiten sattelförmigen Alpenpässe, über die heute die wichtigsten Verkehrsstraßen führen, verdanken ihre Ausgestaltung, ihre oft seenbedeckte ebene Oberfläche vorzugsweise der einstigen Überschreitung durch eiszeitliche Gletscher. Indessen überdeckten letztere keinesfalls alle höhern Gebirgskämme. Man entdeckt an den Talwänden eigenartige Gefällsknickungen, die freilich nicht immer leicht zu erkennen sind, aber sicher die Grenze anzeigen, bis zu welcher die Gletscher zur Zeit ihrer höchsten Anschwellung reichten. Unterhalb dieser sog. Schliffgrenze zeigen sich die Spuren der Abschleifung, dagegen erblickt man nach oben die stärker verwitterten, vielgestaltigen und unter andern Bedingungen der Umbildung stehenden Krönungen der Kämme.

Hier oben tragen die sog. Kare[149]) wesentlich zur Bildung der scharfen Zacken und Grate bei. Man versteht darunter nischenartige Eintiefungen an der obern Grenze des Firneises. Sie setzen zu ihrer Bildung eine felsige Hinterwand voraus, in welche die Verwitterung halbkreisförmige Nischen eingefressen hat, während der abgewitterte Schutt den Boden des Kars ebnete, auf dem sich zugleich kleine Schmelzwasserseen, als eine besondere Form der Hochseen (§ 175) zu bilden pflegen. Treten die Kare an den Gegenseiten eines Bergrückens nah benachbart und gesellig auf, so verwandeln sie denselben mit der Zeit in schmale, scharfe, spitzenreiche Grate, wie solche ein Hauptkennzeichen glazial umgebildeter Hochgebirgspartien sind.

Im übrigen treten karähnliche Gebilde auch außerhalb früherer oder heutiger Gletscherbezirke auf und dürften dort auf Wasserwirkung innerhalb gewisser Gesteinscharaktere beruhen. Für die folgende Betrachtung muß hervorgehoben werden, daß Talformen, wie sie in typischer Form in ehemals vergletscherten Gebieten vorkommen, auch in andern Gebirgen, die niemals eine Eiszeit erlebt haben, beobachtet sind, so daß ihre Bildung auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden muß. Von den Betten der Eisströme wird, wie angedeutet, allgemein angenommen, daß sie zu Beginn der Eiszeit schon als fluviatil ausgefurchte Täler vorhanden waren. Sicher sind diese sämtlich durch das in ihnen hinabziehende Eis mannigfaltig umgestaltet. Aber weil nachweislich ein mehrfacher Wechsel mächtigen Anschwellens und starken Schwindens des Gletschers in der nämlichen Hohlform stattgefunden hat, und Perioden vermehrter Arbeit der Gletscherbäche von solchen überwiegender Eiserosion abgelöst wurden, so ist es schwierig, die ehemaligen Talböden für die einzelnen Entwicklungsphasen festzulegen und das Verhältnis fluviatiler zu glazialer Umbildung zu bestimmen. Das hat die Gletscherforscher in verschiedene Lager geführt und Einzelfragen der Gletschererosion in den Vordergrund gerückt.

Eine besonders auffallende Erscheinung ist die Übertiefung vieler Alpentäler[150]) in ehemals vergletschertem Gebiet. Man spricht von einer solchen dort, wo ein sog. Trogtal[151]) mit U-förmigem Querschnitt, breiter Sohle und steil abfallenden Seitenwänden, an deren Fuß Schutthalden die Querschnittsform des anstehenden Gesteins zu verdecken pflegen, in einen

[149]) E. Richter, Geomorph. Untersuchungen i. d. Hochalpen (Erg. H. Nr. 132 zu Pet. Mitt. 1900, 23 ff.); J. Sölch (Anm. 73, 206). H. Diestel, Die Formen alp. Hochtäler (Landeskundl. Forsch. d. Geogr. Ges. München XIII, 1912, 102). Auch die Frage der Karbildung ist noch nicht abgeschlossen. — [150]) A. Penck, Die Übertiefung der Alpentäler (Verh. d. VII. Internat. Geogr.-Kongr. Berlin 1899, I, 232—40); Beispiele bei Penck u. Brückner; H. Lautensach, Theorie d. Übertiefung u. Trogbildung (Übertiefung d. Tessingebietes, Geogr. Abh. N. F. Nr. 1, Leipzig 1912, 117—52). — [151]) E. Richter (Anm. 149, 49 ff.), Der Taltrog; allg. orientierend s. Supan (Grundzüge 6. Aufl., 564 ff.); J. Sölch (a. a. O. 205 ff.), Lautensach (Anm. 150).

ehemaligen viel breitern aber flachen Talboden wie eingesenkt erscheint. Von den seitlichen Resten des letztern, den in der Regel bis zur obern Schliffkehle abgeschliffenen Trogschultern oder dem Schliffbord, stürzen die Gewässer in Wasserfällen über den nur wenig eingekerbten Trogrand in den übertieften Taltrog. Offenbar hat die Ausarbeitung dieser auf der Trogschulter gelegenen Gehängetäler nicht Schritt gehalten mit der stärkern Aushöhlung des Trogtales, in dem die Hauptmasse des Eisstroms talwärts zog.

Von dieser in den innern Teilen der Zentralalpen beobachteten Normalform der Trogtäler, die auch häufig ein gestuftes Längsprofil haben, weichen die Glazialtäler anderer Gebirge, z. B. des Kaukasus[152]) darin ab, daß dort Kanten, Schultern und Kehlen fehlen, somit der Trog das ganze Tal zwischen den Seitenkämmen einnimmt.

Für die Erklärung[153]), das Trogtal sei ein ausschließliches Gebilde der Tiefenerosion des Eises, macht allerdings der scharfe Gefällsknick am Trogrand Schwierigkeit. Deshalb wird vielfach die Einkerbung eines V-förmigen Furchentales durch fließendes Gletscherwasser in den ehemaligen flachern Talboden als Vorbedingung für die allmähliche Verwandlung der Furche in den U-förmigen Taltrog angesehen. Über den Mechanismus dieser Umwandlung gehen die Ansichten auch auseinander. Am wahrscheinlichsten besteht er in der allgemein durch die Eisbewegung bewirkten Ausweitung vorhandener Hohlformen.

Eine weitere Schwierigkeit liegt darin, daß Tallröge oft im nämlichen Talzug nur streckenweise auftreten und mit weit engern Talabschnitten, ja wahren Talengen abwechseln, während doch der gleiche erodierende Gletscher durch beide hindurchgezogen sein muß. Auch lassen sich die Trogschultern nicht immer bis zum Hintergrund des Haupttales, wo sie sich zum Trogschluß vereinigen müßten, verfolgen. Daher dringt man neuerdings darauf[154]), bei diesen Untersuchungen gleichzeitig das gesamte Gletscherbecken, d. h. Firnbecken und Eisstrom in ihren gegenseitigen Verhältnissen ins Auge zu fassen. Zu beachten ist ferner, daß man sehr ähnliche Übertiefung von Tälern in niemals von der Eiszeit erreichten Gebirgen gefunden hat, wie z. B. in Sumatra[155]), wo also nur vermehrte Niederschläge einer Pluvialperiode die Wirkung hervorgebracht haben kann.

§ 143e. Moränenlandschaften und Schotterterrassen. Das Bild, das sich im Zungenbecken abschmelzender Talgletscher darbietet, wiederholt sich im Großen dort, wo die Gletscher der Eiszeit ins Vorland hinauswuchsen. In ausgeprägter Form geschah dies von der Mehrzahl der nördlichen und südlichen Alpentäler aus. Dadurch ist vor allem der Saum der oberdeutschen Hochfläche zu einer ausgedehnten Moränenlandschaft geworden.

Sie wird nach außen von halbkreisförmigen Endmoränen umkränzt. Die aus den ersten Eiszeiten stammenden Altmoränen sind freilich im Laufe der Zeit schon stark abgetragen und daher die Moränenlandschaft in ihren Hauptzügen schon verwischt. Aber die der größten (vorletzten) Eis-

[152]) L. Distel, Ergebn. e. Studienreise i. d. zentr. Kaukasus (Abh. Hamb. Kol. Inst. XXII. 1914). — [153]) Vergl. über die strittige Frage der Ausbildung d. Taltrogs die Erörterungen in Pet. Mitt. 1912, II v. Penck, v. Drygalski, L. Distel u. a., sowie die Ausführungen A. Heims über d. Taltrog (Geol. d. Schweiz I. 1918, 367 ff.). — [154]) A. Luzerna, Die Flächengliederung der Montblancgruppe (Geogr. Zeitschr. XIX. 1913 bes. 332 ff.). — [155]) W. Volz, Nordsumatra I, 1914, 219.

zeit türmen sich oft noch zu stattlichen Hügelzügen, die bis an 100 m erreichen, in voller Frische auf. Solche Jungmoränen lassen sich selbst auf Übersichtskarten noch zur Geltung bringen (vergl. die südliche Umrandung des Gardasees oder den Abschluß des Tals der Dora Baltea unweit Ivrea, Atlas Taf. 22). Im Bereich des Zungenbeckens hinter den Moränenwällen, das von ausgeschürften Dellen oder Wannen im Boden erfüllt ist, bedingt der zähe Moränenschutt und undurchlässige Geschiebelehm das häufige Auftreten von Seeflächen, heute bereits vielfach in Moore verwandelt oder ganz trocken gelegt. Alle großen Vorlandseen der Bayerischen Hochfläche liegen auf den Zungenbecken des Isar- und Inngletschers. Meist sind die Seen so klein, daß eine Übersichtskarte sie ebensowenig wie die kleinen eigenartigen Hügel zwischen ihnen zur Darstellung bringen kann. Eine Ausnahme bietet die Pays de la Dombes (n. v. Lyon) im Zungenbecken des einstigen gewaltigen Rhonegletschers; wenngleich manche der kleinen Seen künstlichen Ursprungs sind. — Zu den gesellig auftretenden Formen glazialen Ursprungs gehören die Drumlins, nur 10—20 m hohe, schmale, flachgeböschte Hügel. Aus Moränenschutt gebildet und den Kiesbänken der Flüsse vergleichbar ordnen sie sich der strahlenförmigen Ausbreitung des Gletscherendes an. Davon zu unterscheiden sind die wohl von Gletscherwasser unter dem Eis aus Kies und Granit geschichtet aufgeschütteten langgestreckten Esker oder Åsar (Oser), wie man sie in Skandinavien nennt. Die mehr regellos, über das Zungenbecken ausgebreiteten auch langgestreckten Kieshügel nennt man Kames.

Gleichzeitig mit den genannten Bildungen lagerten die Schmelzwasserströme ausgedehnte Schotterdecken in der Form äußerst flacher Deltas ab. Indem sie in den Interglazialzeiten durch die Flüsse wieder ausgepflügt wurden, haben sie sich als seitliche Schotterterrassen innerhalb der Gebirgstäler in Resten oft hoch über der jetzigen Sohle erhalten. Im Vorland mehr als breite Kiesbänke auftretend, füllten sie vor (unterhalb) den Moränenwällen große Flächen auf und zeigen eine solche Mächtigkeit, daß die Flüsse später tiefe und steilwandige Täler in sie eingefressen haben. Das gilt z. B. vom Isartal im Bereich der Münchener schiefen Ebene, wo die vom Isargletscher einst aufgeschüttete Schottermasse am Nordrand eine Mächtigkeit von 120 m erreicht.

Man hat in den Alpen und seinem Vorland vier diluviale Schotterterrassen verschiedenen Alters unterscheiden gelernt und sie nach den Flußtälern auf der schwäbisch-bayerischen Hochfläche, in denen sie als solche erkannt wurden, benannt[156]). Die höchsten, jetzt oft schon zu schmalen Schotterstreifen zusammengeschrumpft, sind die ältesten. Der höhere Deckenschotter (Günzschotter) stammt aus der ersten Vergletscherung, der tiefere (jüngere) Deckenschotter (Mindelschotter) aus der zweiten. Die Spuren beider Eiszeiten sind schon stark verwischt. Dann scheint eine lange Interglazialzeit eingetreten zu sein, in der die Flüsse ihre Sohle wieder tief unter jene Deckenschotter legten. Die dritte und größte Eiszeit rief die sog. Hochterrassenschotter (Rißschotter[157]) in solcher Mächtigkeit hervor, daß die Flüsse ihre Decke z. T. heute noch nicht durchtäuft haben. Daher wird der in der letzten Eiszeit (Würmzeit) herabgeführte Niederterrassenschotter vielfach noch vom Hochterrassenschotter unterlagert und umrahmt.

Bestehen die Schotterterrassen in der Hauptsache aus Kies und Grand oft stark verschiedener Zusammensetzung des Gesteinsmaterials, so haben

[156]) Penck u. Brückner, Alpen im Eiszeitalter X. 1901, 110; Günz u. Mindel münden unterhalb Ulm. — [157]) Riß ist das oberhalb Ulm mündende Nebenflüßchen der Donau, an welchem Biberach liegt.

Schmelzwasserströme von besonderer Mächtigkeit oftmals zu völliger Auswaschung des Geschiebelehms und Bildung reiner Sandebenen geführt. Sand- und Kiesaufschüttungen in äußerst flachen Schwemmkegeln haben vor allem im norddeutschen Flachlande die gewaltigen Schmelzwasserströme längs des Außenrandes zurückweichender Gletscher erzeugt. Diesen letztern verdanken auch die breiten, ostwestlich ziehenden Urstromtäler Norddeutschlands ihr Dasein. Ihre heutige Entwässerung nordwärts zur Ostsee entstand in weit späterer Zeit. In Island heißen die ähnlichen, aus Sand und vulkanischer Asche gemischten Schwemmkegel Sandr.

§ 144. Die Meeresarbeit längs der Küsten[158]**.** Längs der Meeresküsten tritt das Festland in den Bereich der umgestaltenden Arbeit des Meeres. Der Meeresboden in größeren Tiefen ist davon ausgeschlossen, da allein die raschen Bewegungen der Meeresoberfläche, Wellen und Strömungen, hierfür in Betracht kommen, und diese nur in geringe Tiefe reichen. Doch nimmt man an, daß selbst 200 m tiefer Grund von den größten Wellen noch aufgewühlt werden kann, weshalb in flachen Meeren selbst geringe Stürme das Wasser oft weithin trüben. Längs der Küsten ist das Meer im allgemeinen weit flacher. Dieselben erscheinen uns auf der Karte wie scharfe Grenzlinien zwischen Wasser und Land, in Wahrheit haben wir es mit einer mehr oder weniger breiten Fläche zu tun, auf der sich die Arbeit des selten ruhenden Meeres abspielt. In kleinerem Maße wiederholen sich die zu schildernden Vorgänge am Ufer der Binnenseen.

Die Brandung. Die gegen das Ufer auflaufende Welle nennen wir die Brandungswelle. In dieser führt die bewegte Wassermasse einen unausgesetzten Stoß gegen das Ufer, nagt an diesem, wobei die in die Fugen eingepreßte Luft eine Sprengwirkung ausübt, und sucht es auszukehlen, um so mehr wenn die Welle senkrecht das Ufer trifft. Die Wirkung muß ferner mit der Häufigkeit wie der Stärke der Welle wachsen, an Gezeitenküsten also zur Flutzeit stärker sein als zur Ebbezeit, hauptsächlich aber auch von Stärke und Richtung der das Meer aufrührenden Winde abhängen. Bei Sturmfluten wird sie am gewaltigsten sein, weil hierbei der ganze Wasserspiegel längs der Küste mitgehoben wird. Wir kennen unter den zerstörenden Kräften der Erdoberfläche wenige, die so gewaltig sind wie die der Brandung.

Man hat den Druck der Brandungswelle in einzelnen Fällen bis zu 20000, ja 30000 kg auf ein Quadratmeter Fläche berechnet und bei der Zerstörung von Hafenbauten beobachtet, daß Steinblöcke von mehr als 100 Tonnen Gewicht meterweit verschoben wurden. Die Samländische Diluvialküste ist während 70 Jahren um 3—6 m zurückgewichen, aber in Yorkshire betrug der jährliche Verlust 2½—3 m.

An den Meeresküsten tritt zur mechanischen Wirkung der Brandung noch die chemische Lösungskraft des kohlensäurereichen Salzwassers hinzu, am stärksten in den warmen Tropengewässern. Sie greift bei Steilküsten in der sog. Klippenbrandung durch den aufspritzenden Gischt der Welle oft hoch über ihre unmittelbare Angriffslinie hinweg und bereitet am zerklüfteten Ufergestein die Bildung von Nischen und Höhlungen vor. Natur

[158]) Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 336—353, Mechan. Wirkung der Brandung; O. Krümmel, (Handb. d. Ozeanographie, Sturzseen, Brandung u. Abrasion (I. 1911, 103—132); S. Passarge, Grundlagen III. Ausgestaltung der Küsten, 385 ff. J. Sölch, Die Arbeit des Meeres (Anm. 73, 208—220, mit reicher Literatur).

und Gestaltung der betroffenen Küste ist für die Zerstörungskraft der Brandung maßgebend. Bei der echten Flachküste, deren Querschnitt eine unmerklich sich unter das Wasser senkende Linie darstellt, brandet die Welle, d. h. sie überschlägt sich, ehe die eigentliche Uferlinie erreicht ist, weil die kreisende Bewegung der Wasserteilchen, welche die Wellenbewegung erzeugt, bei seichtem Boden teils durch die Reibung, mehr noch durch die vom Ufer zurückfließenden Wassermassen in dem unteren Kreislauf verzögert wird, während der nächste Wellenberg bereits im Anrücken ist. Es schießt dann das Wasser horizontal ans flache Ufer ohne eigentlichen Angriffspunkt der Zerstörung. Anders bei stärker geböschter Küste[159]), wo die Wogen direkt anschlagen können, um hierdurch schließlich das Ufer längs eines schmalen Streifens zu untergraben. Meist gibt sich dies durch eine deutlich ausgeprägte Hohlkehle[160]) kund. Sie setzt als überlagerndes Gestein ein solches von festerem Gefüge und geringerer Löslichkeit voraus. Mit der Zeit zerlegt die Brandung das Ufer in die wenig geneigte Strandterrasse und die steilere Uferböschung oder das Kliff. Die Plattform der Strandterrasse wirkt um so lähmender auf die Brandungsarbeit der Wogen, je breiter und je flacher sie ist. Denn einerseits verzehrt sich die lebendige Kraft der letzteren bei der Länge des Weges, andererseits wird die raschere Beseitigung und Fortwaschung der von dem Kliff losgerissenen Gesteinstrümmer verhindert. Wenn letztere freilich dadurch, daß sie fortwährend gegen die Böschung wie Geschosse geschleudert und auf der Plattform hin und her geworfen werden, auf den Boden beider abnagend wirken, so bilden sie doch, solange sie nicht verkleinert, zerrieben und schließlich entfernt werden, eine Schutzwehr des Ufers gegen die Brandungswirkung. Dieselbe hängt also im einzelnen auch vielfach von dem Vorhandensein gewisser Strömungen ab, die den Transport der fein zerriebenen Materialien besorgen. In polaren Gegenden arbeitet das schwimmende Treibeis an der Abnagung der Küste mit; wo dies freilich vom Winde zu mächtigem Packeise zusammengeschoben ist, wirkt es für die Küste auch als Schutzwehr. Die Widerstandsfähigkeit des Gesteins ist gegenüber diesen Erscheinungen natürlich eine sehr verschiedene, wir sehen aber auch die härtesten Ufergesteine von den Wogen unterhöhlt; längs der aus lockerm Material aufgebauten Steilküsten vieler Flachländer schreitet die Küste rasch zurück. Schichtenflächen erleiden geringere Abnagung als Schichtenköpfe.

Diese abnagende Tätigkeit der Brandungswelle, die man als marine Abrasion bezeichnet, findet ihren Abschluß dort, wohin die Flutwelle noch eben reicht. Sie kann also bei gleichbleibendem Meeresspiegel nur verhältnismäßig schmale Strandterrassen erzeugen. Solche steinige Abrasionsplatten umgeben viele Felseninseln (z. B. Helgoland). Als wichtigste Abrasionsform erscheint die Zerlegung einer Küste in zahlreiche flache bis halbkreisförmige Buchten, welche durch Vorsprünge geschieden werden. Diese letztern finden sich dort, wo infolge des Wechsels in der Härte des Gesteins oder auch der Lagerung die Abrasion nicht so rasch vorschreiten kann, wie in der Mitte. Mittelst der Küstenversetzung[161]) geschieht dabei die Ausräumung der Buchten, ohne welche die Abrasion bald zum Stillstand

[159]) G. v. Zahn, Die zerstörende Arbeit des Meeres an Steilküsten (Mitt. Hamburger Geog. Ges. XXIV. 1909, 192—284. — [160]) E. Werth, Die Bedingungen z. Bildung einer Brandungskehle (Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1911, 35—42 m. Abb.). — [161]) A. Philippson, Die Typen der Küstenformen, insbes. an Schwemmlandsküsten. Festschrift für v. Richthofen, Berlin 1893.

kommen würde. Man versteht darunter die Wirkung der schräg auf die Küste auflaufenden Wellen, die zugleich durch die lokalen Küstenströmungen, wie sie vom Winde erzeugt werden, verstärkt wird.

Da man nun innerhalb der Erdrinde vielfach flach abgeschnittene Schichtenköpfe ganzer Schichtensysteme gefunden hat, die einst mächtige Gebirge gebildet haben müssen, jetzt aber von übergreifenden jüngern Schichten marinen Ursprungs überlagert sind, so hat man daraus geschlossen, daß ein ähnlicher Vorgang wie der bei der Brandungswelle die älteren Schichten „abradiert" haben müsse. Die notwendige Voraussetzung dafür ist, daß sich die abgeglättete Fläche im Zustand positiver Strandverschiebung (§ 135) befunden hat, wodurch der Brandungswelle ein immer weiteres Vordringen ins Festland ermöglicht ward. Man spricht daher von Abrasionsflächen, dort, wo die einstigen Gebirge gleichsam abgehobelt sind. Aber der geschilderte Vorgang setzt doch im Grunde immer voraus, daß die abradierte Fläche mit den Erzeugnissen der Abtragung bedeckt ist, falls nicht eine spätere Wiederabtragung derselben durch andere Vorgänge stattgefunden hat. Aus diesem Grunde und weil die Abrasion den Meeresküsten beträchtliche Gesteinstrümmer zum Schutze gegen die Brandung zuführt, erkennen manche der Wirkung der Brandungswelle nicht die Bedeutung zu, welche andere ihr bei der Abtragung ganzer Gebirgsmassive zuschreiben. Die Schwierigkeit liegt für die Beurteilung nicht zuletzt darin, daß die sich heute bildenden Abrasionsflächen vom Meere bedeckt und damit unserer unmittelbaren Beobachtung im allgemeinen entzogen sind.

Die Gezeitenströmungen[162]). Ebbe und Flut erzeugen an den Küsten wechselnde Strömungen, die besonders in engern Gewässern wie zwischen Inseln und in Meerengen deutlich wahrnehmbar sind, sich in trichterförmigen Buchten und Flußmündungen aber besonders steigern, und zwar um so mehr, je flacher diese endigen.

Bedeutet h den Flutwechsel, d. h. die ganze Höhe zwischen Hoch- und Niedrigwasser (vergl. § 94), g die Beschleunigung der Schwere ($= 9{,}8^{m}$) und p die mittlere Wassertiefe, so kann die Stromstärke annähernd in Metern ausgedrückt werden durch die Formel

$$v = \frac{h}{2} \cdot \sqrt{\frac{g}{p}} \quad \text{oder genähert} = \frac{3}{2} \frac{h}{\sqrt{p}}.$$

Im Golf von St. Malo an der Küste der Bretagne beträgt der Gezeitenstrom $3—3{,}5^{m}$ in 1 Sek. oder 6—7 Knoten in der Stunde (vergl. § 30), also weit mehr wie die Strömung des Rheines an sehr stark strömenden Stellen (§ 139); in der Mündung der Elbe läuft er etwa $2—2{,}5^{m}$ (4—5 Knoten), also wesentlich mehr als die Stromgeschwindigkeit des Flusses.

Es ist begreiflich, daß solche Ströme, die zugleich enorme Wassermassen in die Buchten treiben[163]), erodierend wirken, zumal die Wasserteilchen bei der Länge der Flutwellen auch in der Tiefe sich fast ebenso rasch als an der Oberfläche bewegen. In der Tat hat man auch in engern Trichterbuchten wie z. B. der Fundy-Bay an der Nordostküste Amerikas (45° N. Br., Atlas, Taf. 43) den von allem Grus reingefegten Felsboden gefunden. Die einfache Abrasion vermag Buchten von mehr als Halbkreisform nicht

[162]) O. Krümmel, Über Erosion durch Gezeitenströme (Pet. Mitt. 1889, 129—138). — [163]) S. Karte der Flutwechsel in Berghaus, Phys. Atlas Taf. 20 mit zahlreichen Kartons; Daten bei Penck II, 500.

zu erzeugen. Dringt aber der Gezeitenstrom in solche, so ist dessen Erosion eine Grenze nicht gesetzt. Er ist es besonders, der die Trichterbuchten erzeugt.

Wie man an der Fundy-Bay ein Vorrücken im innersten Winkel beobachtet, so daß die Halbinsel Neuschottland bald zur Insel werden kann, so ist es nicht unmöglich, daß Gezeitenströme einst die Landbrücke zwischen Dover und Calais vernichtet haben, als sie bei geschlossenen Buchten beiderseits noch stärker als heute waren[164]).

Für viele Flüsse sind Mündungstrichter kennzeichnend (§ 145, 3). In der Mehrzahl der Fälle findet man sie an solchen Küsten ausgebildet, an denen die Gezeitenströme gegen diese gerichtet sind. Man beobachtet eine Flutrinne längs des einen, eine Ebberinne längs des andern Ufers, bei deren Anordnung eine Ablenkung im Sinne der Erdrotation (auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, § 81 u. S. 338) vermutet wird[165]). Auch die Seegaten oder Fahrrinnen, welche die Watten oder flachen Sand- und Schlickbänke unserer Nordseeküste durchziehen, wird man auf die erodierende Wirkung des stets überwiegend starken Ebbestroms, des sog. Sog, zurückführen dürfen; derselbe befördert die feineren Sedimente rascher in die Tiefe.

Anschwemmung. Nicht minder bedeutungsvoll als die zerstörende Wirkung ist aber die aufbauende Tätigkeit des Meeres längs der Küsten dort, wo lockeres Material zur Ablagerung gelangt. Wo die Brandung nicht zu heftig ist, und Sandbänke zu Zeiten von Schlick überlagert werden oder Flüsse Sedimente herabführen, erhöht sich der Boden allmählich, um schließlich von einzelnen Pflanzen besiedelt zu werden. Jeder Halm gibt Anhalt zu erneuter Anschwemmung, bis schließlich die Flut selbst nicht mehr die Bank überschwemmt und Neuland entstanden ist. Auch hierfür bietet die deutsche Wattenküste Beispiele. Zuerst als Weideplatz (Kelter) benutzt, wird das Neuland dort schließlich durch Eindeichung geschützt und man erhält im Polder fruchtbaren Boden.

An vielen Küsten wandert aber der Schlamm auch von Küstenströmungen fortgeführt längs derselben weiter. Wir nannten den Vorgang die Küstenversetzung (S. 351), sie ändert in erster Linie die Schwemmlandsküsten. Zum deutlichen Ausdruck kommt dies nur, wo dauernd Küstendriften nach der gleichen Richtung ziehen. Das Material wird teils den abradierten Küsten, teils den Flußsedimenten entnommen.

Klar kommt das erstere am Golf von Viscaya zum Ausdruck, wo der um die Nordwestspitze Spaniens eindringende Flutstrom den Detritus der felsigen Nordküste längs der Gascogne ablagert. Im Golf du Lion erweitern sich die Küsten Languedocs zusehends durch Anschwemmungen der Rhone, welche durch eine westwärts gerichtete Strömung dorthin geführt werden.

Zum Absatz kommt das mitgeführte Material meist, wenn zwei Strömungen aufeinander treffen, wie dies besonders bei scharfen Vorsprüngen der Küste geschieht; dieselben geben daher oft den Anstoß zur Bildung von Strandwällen (Nehrungen), durch die mit der Zeit flache Strandseen (Lagunen oder Haffe) abgedämmt werden. Ihr Schicksal ist ein verschiedenes. Meist sind die letzteren vergänglicher Natur, besonders wenn Flüsse

---

[164]) O. Krümmel, Handb. d. Ozeanographie II, 1911, 286. — [165]) D. h. die Flutrinne befindet sich auf dem linken Ufer der Mündungsbucht, also im Sinne der Einströmung der Flutwelle rechts. Vergl. die Karte bei Krümmel (s. Anm. 162).

in ihnen die Sedimente ablagern und von den Strandwällen her die Sandmassen in dieselben hineingeweht werden. Positive Strandverschiebung zerstört dann solche Schwemmlandsküsten ebenso rasch. Indem der Wasserspiegel sich hebt, gewinnen die Sturmfluten an Kraft, die Dünenketten werden durchbrochen, die innern Becken überflutet. Ähnliche Vorgänge haben in historischen Zeiten unsere Nordseeküste stark umgestaltet.

§ 145. Die Flußmündungen. Eigenartig ist die Wechselwirkung zwischen Meer und Küste an den Stellen, wo die Flüsse ihre Gewässer mit allen mitgeführten Stoffen in das erstere ergießen. So einfach es in der Theorie erscheint, den Punkt zu bezeichnen, wo das unterste Talende eines Flusses aufhört und er „mündet", so schwierig ist es meist in der Natur eine entsprechende Grenze zu finden. Selbst wo ein Flußtal scharf in eine Küstenlinie eingekerbt ist, gelingt dies nicht immer. Wir haben es also auch im Begriff der Flußmündung mit einem ausgedehnten Flächengebilde zu tun.

Verliert sich ein Fluß, wie es bei zahlreichen Steppenflüssen geschieht, auf dem trocknen Lande in durchlässigem Boden, so endigt er stets mit einem äußerst flachen Schwemmkegel, den er aus den feinsten Sedimenten aufbaut, und über den er, sich häufig teilend, träge hinzieht, bis die einzelnen Adern im Sande versiegen oder sich Sumpfseen bilden. Nur selten heben sich diese Endschwemmkegel in solchem Falle deutlich von der Karte ab. Anders, wenn sie sich in stehende Gewässer, das Meer oder auch wohl in das Bett eines den Fluß aufnehmenden Stromes hinausbauen und Teile derselben zuschütten.

1. Deltas[166]). Zweckmäßigerweise gibt man den Namen einer Deltamündung heute allen Formen dieser Endabsätze von Flußsedimenten, sobald sie in flächenförmiger Ausdehnung über anderweitiger Grundlage auftreten und Landgewinn außerhalb des eigentlichen Tales darstellen.

Der ursprüngliche Name, aus dem Altertum von der Δ-förmigen Mündung des Nils überliefert, setzte die Dreieck-gestalt der Anschwemmung und die normale Gabelung der Flußadern voraus, die beide in typischer Form nur unter ganz bestimmten Bedingungen zustande kommen. Das Dreieck mit der gegen das Land gerichteten Spitze tritt zumeist dann auf, wenn die Bildung wie beim Nil oder der Weichsel mit Ausfüllung einer trichterförmigen Küstenbucht beginnt und an einem quer vorgelegten Strandwall (s. u.) ihr Ende findet. Die Gabelung fehlt bei manchen Deltas (Ebro) ganz und hängt oft von zufälligen Unebenheiten des Untergrundes oder von den durch das Meer her eingeführten Hindernissen gleichmäßiger Sedimentverteilung ab. Sie erfolgt daher in sehr unregelmäßiger Form, fehlt aber begreiflicherweise selten, weil sich der Fluß im Zustand des auf dem selbst erhöhten Bett dahinfließenden Dammflusses (§ 156, 2) befindet.

Zur Bildung von Deltas im angedeuteten Sinne gelangen nur verhältnismäßig sedimentreiche Flüsse, wenn sie in Gewässer münden, deren Bewegungen die Ablagerungen nicht alsbald wieder zerstören und fortführen. Man darf nur die in Frage kommende

[166]) Die reichhaltige, ihrer Zeit einen wesentlichen Fortschritt bedeutende Hauptarbeit: R. Credner, Die Deltas, ihre Morphologie, geogr. Verbreitung und Entstehungsbedingungen (Ergänzungsheft Nr. 56 zu Pet. Mitt. 1878 mit 3 Karten) kann heute für viele Punkte nicht mehr als maßgebend gelten, weil das erörterte Tatsachenmaterial noch zu wenig wirklichen Lokalforschungen entnommen, überhaupt zweiten und dritten Quellen (bes. hinsichtlich der Karten) noch zu großes Vertrauen geschenkt war.

Sedimentführung nicht, wie bisher fast immer geschah, auf die schwebend vom Wasser herabgeführten Stoffe beschränken. Die am Grunde fortgeschobenen Geschiebe und Gerölle spielen dabei eine hervorragende Rolle; man erkennt dies an den Deltas so vieler kleinen, das Meer an Steilküsten erreichenden Gebirgsflüsse; freilich, weil letztere sich in tiefere Hohlformen ergießen, wachsen die Deltas dann nur langsam über die Küstenlinie hinaus.

Fast alle Hochgebirgsflüsse, die in Gebirgsseen endigen, beginnen die Zuschüttung derselben in Form von Deltas. Ein Blick auf die Karte der Schweiz bestätigt dieses Gesetz; selbst eine Übersichtskarte genügt (Atlas, Taf. 24. Rheindelta im ehemals weit größeren Bodensee; Tessindelta im Langensee usw.). In ausgeprägtester Form treten sie in der großen Steppenlandschaft Eurasiens auf[167]) beim Einmünden der Flüsse in den Balkasch-See, den Aral-See, in das Kaspische Meer. Im Gegensatz zu den Gebirgsseen kommt hier die Flachheit des Seebodens begünstigend für die Deltabildung hinzu. Der gleiche Grund spielt bei der weit verbreiteten Erscheinung mit, wonach Flüsse bei ihrem Eintritt in Strandseen Deltas bilden. Sie wird aber so oft durch die vorgelagerte Küstenform verdeckt, daß man ihr meist nur bei großen Deltas wie Weichsel- und Memelniederung bisher gerecht geworden ist. Ungemein reich an Deltas sind die Küsten des Mittel- und Schwarzen Meeres, soweit sie von den feuchteren Gebirgsländern mit ihren sedimentreichen Flüssen umkränzt sind. Das Nildelta verdankt sein Entstehen einer andern klimatischen Zone, dem tropischen Regengebiet Afrikas, innerhalb dessen allein auch an der Küste des Atlantischen und Indischen Ozeans die Deltabildung vorherrscht (Niger, Sambesi usw.). In Asien ist vor allem das regenreiche und gebirgige Monsungebiet überaus reich an großartigen Deltas. Fast jeder größere Fluß baut ein solches auf. Diese Form scheint auch an der nordsibirischen Küste vorzuherrschen. Isolierter tritt sie in Amerika auf, und weite Küsten längs der Ozeane kennen Deltas nicht. An der Westküste Europas finden wir sie nur beim Rhein (s. u.). Sie fehlen bei den Strömen Schwedens und des felsigen Finlands, die vor Einmündung ins Meer durch Flußseen an mitgeführten Feststoffen geläutert sind.

Begünstigend wirkt beim Eintritt der Flüsse ins Meer auf die Ablagerung, daß sich schwebende Sedimente in Salzlösungen rasch fällen (S. 338). Bei starker Flußströmung wird sich freilich das süße Wasser als das leichtere oft weithin schwimmend über dem schweren Salzwasser erhalten, ehe eine Vermischung eintritt. Aber diese leichtern Sedimente sind auch der Fortführung durch die Wogen am meisten ausgesetzt. So können sich Deltas an ozeanischen Küsten ausbilden oder erhalten, wenn ihnen durch lokale Verhältnisse ein Schutz gegen den Andrang der Wogen gewährt wird, oder ihre Sedimentführung eine so reichliche ist, daß die aufbauende Flußarbeit nicht von den zerstörenden Wirkungen des Meeres übertroffen wird.

Es ist also hier wieder eine Summe von Faktoren maßgebend, von denen die meisten wie die Sedimentführung, das Gefälle der Hohlformen, die Stromstärke des Flusses, und vor allem die etwa entgegenwirkenden Wellen und Strömungen im Meere, die Richtung der letzteren, sowie des die Küste vorzugsweise bestreichenden Windes lokal d. h. im Gebiet der einzelnen Mündung noch zu wenig bekannt

[167]) S. die Verbreitung der größern Deltas auf Credners Karte (s. Anm. 166). Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 16; einzelne bei Credner, Taf. 1—3, Berghaus, Taf. 24.

sind, um sie in ihrer relativen Bedeutung zu würdigen. Man begeht einen methodischen Fehler, wenn man die Bedeutungslosigkeit eines gestaltenden Faktors durch Gegenüberstellungen nachweisen will, ohne Berücksichtigung der jeweilig ihm in ungleichem Maße entgegenwirkenden: So wird man [168]) z. B. die schlammarme Weichsel und die sehr sedimentreiche Gironde, von denen die letztere trotzdem kein Delta bildet, nicht in direkten Vergleich stellen dürfen. Denn die erstere mündet in ein flaches Haff, die letztere in einen flutbewegten Mündungstrichter.

Einen Schutz gewährt zuweilen die Küstenbucht, in welche das Delta zunächst hineingeleitet wird wie beim Orinoko, der im Gegensatz zum Amazonas hinter den Vorhöhen des Gebirgslandes von Guayana ein gewaltiges Delta aufbauen konnte, ohne von der die Küsten von Süden her bestreichenden Strömung daran verhindert zu werden. Häufiger sind es die von der Küstenversetzung vorgelagerten Strandwälle, welche den Schutz bieten, ohne bei sedimentreichen Strömen den Weiterbau des Deltas über diese Schranken hinaus zu verhindern. So hat der Po [169]) mehrfach die quer vorgelagerten Strandwälle überschritten und wächst von neuem ins freie Meer hinein. Hinter einem sonst geschlossenen Strandwall hat der Rhein in Verbindung mit Maas und Schelde sein großes Delta aufgebaut, das jetzt vor der Zerstörung wesentlich nur durch künstliche Bauten geschützt werden kann. Gar manche Deltas können nach Beseitigung solcher Schutzwehren der Zerstörung anheimgefallen sein und lassen ihre Spuren dann noch lange in der Form von submarinen Deltas [170]) erkennen, wie das z. B. für Ems und Weser wahrscheinlich ist. Positive Strandverschiebung und damit ein Vordringen des Meeres in Verbindung mit heftigerer Entwickelung von Gezeitenströmen kann oft die Ursache solcher Umänderung gewesen sein, der dann nur sehr sedimentreiche Ströme zu widerstehen vermögen. Andererseits kann negative Strandverschiebung die Bildung wie die Erhaltung der Deltas befördern. Aber für alle ozeanischen Küsten mit Deltas eine einzige derartige Vorbedingung vorauszusetzen, wird nicht angängig sein.

2. Viel seltener, als man nach den Karten vermuten möchte, begegnen wir in der Natur bei Strömen der glatten offenen Mündung. Hier müssen die Sedimente entweder durch eine starke Flußströmung weit ins Meer getragen werden, oder das bewegte Meer sorgt selbst für rasche Entfernung der herabgeführten Niederschläge. In der Mehrzahl der Fälle schlägt sich vor der Mündung die Flußbarre nieder, während die Meereswogen ihr Anwachsen bis zum Spiegel des Wassers verhindern. Man wird den Namen von Barrenmündung [171]) aber zweckmäßig auf die häufigere Erscheinung ausdehnen dürfen, wo in der mehrfach geschilderten Weise die Küstenversetzung, also die Arbeit des Meeres, den Strandwall vor die Flußmündung legt, das Material dazu nicht allein den Flußsedimenten entnehmend, sondern längs der Küsten von weiter herführend. An Schwemmlandsküsten ist diese Form verschleppter Mündungen nicht selten; der Fluß wird gezwungen, weite Strecken längs der Anschwemmungen entlang zu ziehen, ehe er das Meer erreicht (Senegal; Webi in Ostafrika 4° S.). Häufiger jedoch vermittelt

[168]) R. Credner, Deltas 46; Supan, Phys. Erdkunde 1896, 406; 1916, 585 — [169]) S. die Karte in Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 24, in 1 : 500000. — [170]) „Submarine Deltas" zeigen sich in gleicher Weise oft vor Mündungstrichtern als durchfurchtes Schlammbankfeld Es wird aber in vielen Fällen erst der genaueren Untersuchung bedürfen, ob dies Reste ehemaliger Deltas der Flüsse oder solche von Meeresbildungen sind (Mersey, Themse, Elbe). — [171]) Penck, Morphologie II, 497—99.

der hinter dem Strandwall aufgestaute Strandsee (das Haff) den Ausgang des Gewässers, und zwar in Lücken (sog. Tiefs) wechselnden Bestandes, deren Lage oft ganz unabhängig von der Richtung des untern Flußtales ist. Diese Haffmündungen treten meist typisch an langen Küstenstrecken auf (Ostpreußische Küste).

3. Den Gegensatz zu diesen mehr verschlossenen Mündungen bilden die weiten offenen Mündungstrichter[172]) vieler in den Ozean mündenden Ströme. Auf diese paßt der antike Name der Ästuarien, weil sie wesentlich Schöpfungen der in die Einlässe eindringenden Gezeitenströme sind. Trichterförmige Buchten (Laplata-Bucht) muß man davon unterscheiden. Am ausgeprägtesten treten erstere auf, wenn der Flutstrom direkt gegen die Mündung gerichtet ist. Ungeheure Massen von Wasser werden dabei in die Trichter hineingedrängt, um nach sechs Stunden wieder abzufließen. Je höher der Flutwechsel, um so bedeutender im allgemeinen die Ausräumungsarbeit. Nahe der einfachen Flußbarre bilden sich meist doppelte Gezeitenbarren im Mündungsgebiet, da der aufgewühlte Bodensatz dann zum Niederfall kommt, wenn der Strom „kentert", d. h. beim Übergang von der Flut zur Ebbe und umgekehrt. Die Flutbarre liegt daher am obern Ende der Flutrinne, die Ebbebarre am untern Ende der Ebberinne. Die untere Barre erhöht sich in nassen Jahren infolge reichlicher Zuführung von Flußsedimenten, sie wird seichter, erscheint dagegen in trocknen Jahren niedriger. Daß aber eine starke Schlamm- und Geschiebeführung selbst bei hohem Flutwechsel die abtragende Wirkung zu überwinden vermag, kann das wachsende Delta des Schat-el-Arab lehren, der Vereinigung von Euphrat und Tigris, im schmalen persischen Endgolf mit seinem kräftigen Flutwechsel.

§ 146. Der Wind als umgestaltender Faktor[173]). Wenn bei den großen Vergletscherungen bereits von einer flächenmäßigen Wirkung exogener Kräfte auf die Erdoberfläche gesprochen werden kann, so tritt uns in der bewegten Luft ein umgestaltendes Agens entgegen, das im Grunde stets in dieser Weise wirkt. Verhältnismäßig spät hat man die gewaltige Bedeutung der Deflation erkannt, womit man heute alle Erscheinungen der Denudation, die vom Winde herrühren, zusammenfaßt. Es ist dies leicht erklärlich. Erosion und Gletscherwirkung können so recht nur in feuchten Klimaten studiert werden. Wo irgendeine Pflanzendecke den Erdboden bekleidet, oder der Boden in eine Eisdecke gehüllt ist, findet der Wind keinen geeigneten Angriffspunkt; eher bei Schneeflächen, denn die Schneestürme lagern den Schnee massenhaft um. Längst lernte man die umlagernde Kraft des Windes längs der Meeresküsten kennen, wo er den vom Meere aufgeworfenen Sand zu Dünenketten zusammenweht; diese wandern mitunter rasch landeinwärts (Kurische Nehrung). Aber so recht treten alle Eigentümlichkeiten der Windwirkung erst in den trocknen Landstrichen unserer Erde hervor, in den Wüsten, in welche die wissenschaftliche Beobachtung erst spät eindrang. (Über die Dünen-Landschaften vergl. § 159. Typische Hügelländer.)

---

[172]) Penck II. 504. S. auch Krümmels Aufsatz (s. o. Anm. 162). — [173]) Czerny, Die Wirkungen der Winde auf die Gestaltung der Erdoberfläche (Erg.-Heft 48 zu Pet. Mitt. 1875); J. Walther, Die Denudation in der Wüste und ihre geol. Bedeutung (Abh. d. math.-phys. Kl. d. K. sächs. Ak. d. Wiss. XVI, 1891. Ders., Gesetz der Wüstenbildung, Berlin 1900, 2. Aufl. 1912; J. Walther, Lithogenesis (s. o. § 116); S. Passarge, Grundlagen III, 335—383. Abtragung und Ablagerung durch Wind.

Indem der Wind hier längs der Erdoberfläche geringen Widerstand findet und daher im allgemeinen weit stärker als über Gras- und Waldboden hinwegfegt, vermag er in wunderbarem Grade an der Gesteinszertrümmerung mitzuarbeiten. Der Winddruck führt feinkörnige Bindemittel aus den Haarspalten heraus und hilft so das Gefüge lockern, das durch die Temperaturschwankungen, wie wir sahen (§ 136), zuerst mit Sprüngen durchsetzt wird. Wo freilich die Gesteine sich mit einer verkitteten Verwitterungskruste überziehen (S. 323), ist auch der heftigste Wind fast machtlos. Dagegen kann man nicht zweifeln, daß der von starkem Wind über Gerölle und Felsgestein unausgesetzt geschleuderte Sand wetzend wirkt und dieselben durch deutlich ausgebildete Schliffflächen (an den sog. Dreikantern zu erkennen) mehr und mehr verkleinert. So vermag der Wind in trocknen Klimaten geradezu Felsmassen in Blöcke zu zerlegen, diese zu zerkleinern und den Erhebungen ein ruinenhaftes Aussehen zu verleihen. Das Sandgebläse spricht dabei die Hauptrolle [174]). Die Eigentümlichkeit der Windwirkung liegt in dem Umstand, daß sie das Zerstörungsprodukt sofort weithin trägt und damit immer neue Flächen zum Angriff bloßlegt. Die Sandmassen, die wir in zahlreichen Wüsten finden, stammen daher im Durchschnitt keineswegs aus dem Meere, wie man früher so allgemein annahm, sondern sie sind zumeist allein vom Winde zerstörter Felsboden. Man muß das Muttergestein also im allgemeinen im Rücken des Windes suchen. Die Sandwüsten der westlichen Sahara können nicht dem Atlantischen Ozean entstiegen sein, weil die von Osten kommenden Passate westwärts vom Lande zum Ozean zu wehen, nicht umgekehrt — Neben den Wüstengegenden sind es besonders die höhern Erhebungen der Erde, wo der Wind seine Arbeit in verstärktem Maße beginnen kann. Die Luftströme sind im allgemeinen in den höhern Regionen, wo sie weniger lebendige Kraft verlieren als beim Streichen über die untern Bodenflächen, stärker. Die Pflanzendecke tritt zurück, der nackte Fels bietet sich den Atmosphärilien dar. So muß an Berggipfeln und -Kämmen in der Tat die Winderosion in ähnlicher Weise wirken wie im trocknen Tiefland. Die steil aufragenden Granitzacken sind im Hochgebirge ähnlich gebildet wie in der Wüste.

Unterschätzt hat man bisher die Leistungen des Windes als Transportmittel der Verwitterungsprodukte. Bei der Dünenbildung und den Staubstürmen der Wüsten treten sie ja klar vor Augen. Aber die Luft kann feine Staubteilchen über ungeheure Flächen ausbreiten und damit zum Anwachsen von Sedimenten, wenn auch in unendlich langen Zeiträumen, Veranlassung geben. Das feinste Korn haben Ton und Kalk in der Zerstäubung, sie werden also am weitesten getragen. Die Pflanzendecke der Erde bekommt auf diese Weise eine unausgesetzte Zufuhr wichtiger Bestandteile der Ackerkrume aus entfernten Gegenden. Nasse Niederschläge fällen diese fremden Bestandteile der Luft rasch. Echt bodenbildend tritt der äolische, d. h. vom Wind zusammengetragene Niederschlag erst in trocknen Klimaten auf. Man schreibt ihm vor allem die Verbreitung einer sehr wichtigen Bodenart, des Löß, zu (§ 149. 6). Als hochbedeutsam muß die Fähigkeit des Windes bezeichnet werden, die von ihm verfrachteten Erdmassen keineswegs nur in tiefer gelegene Regionen abzulagern, wie dies bei der Schwerkraft, dem fließenden Wasser und im Grunde auch nur bei Gletschern der Fall ist. Vielmehr vermag der Wind auch mit den Sand- und Staubteilchen, die er gegebenen

[174]) Es ist besonders S. Passarge gewesen, der die Bedeutung des Sandschliffs zur Geltung gebracht hat (a. a. O. 337 ff.).

Falls aus einem eingeschlossenen Becken heraushebt, die umgebenden Randgebirge mit allen Tälern und Kämmen einzuhüllen und ihre Umrisse zu verwischen. In Wüstengegenden ist der Wind der große Ausgleicher der Oberfläche, während ihm in feuchten Gegenden die Abschwemmung durch das rinnende und fließende Wasser ständig entgegenarbeitet, da seine Niederschläge, wie angedeutet, meist leichteres Material enthalten (vergl. § 149).

IV. Allgemeine Ergebnisse der Umbildungen.

§ 147. Altersfolge der Gesteine[175]**.** Versuchen wir nunmehr zunächst die wichtigsten Gesteinsarten, welche das Grundgerüst der äußern Erdrinde zusammensetzen, zu überschauen, ehe wir zu der für geographische Wirkungen aller Art wichtigern oberflächlichen Bedeckung übergehen. Das geschichtliche Auftreten der Bildungen soll uns dabei zum Leitfaden dienen. Das relative Alter derselben zu erkennen hat nicht nur für den Geologen Interesse. Wir vergegenwärtigen uns damit in den meisten Fällen bereits den Begriff einer mehr oder weniger wechselvollen Geschichte, die geologisch gesprochen über die betreffende Gegend hinweg gegangen, den Begriff der Zusammengehörigkeit der Gesteine mit oft entfernter auftauchender Bildungen oder den Resten von solchen nach Material, tektonischem Aufbau, Grad der Umgestaltung oder der Abtragung usf. Kurz wir gewinnen Vorstellungen, welche die einfache Bezeichnung nach der mineralogischen Zusammensetzung, wie etwa Tonschiefer, Kalkgebirge, Quarzfelsen usw. nicht zu bieten vermag. Dazu kommt, daß die geologische Karte heute noch vielfach ersetzen muß, was eine solche der Bodenbedeckung in der Zukunft zu leisten bestimmt ist.

1. Als älteste Bildungen der festen Erdrinde oder sog. Urgebirgs- oder archäische Gesteine pflegt man gewisse kristallinische Schiefer anzusehen: Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit. Sie bestehen ebenso wie die ältern kristallinischen Durchbruchsgesteine, die Granite, aus Gemengen von Mineralien, unterscheiden sich aber von jenen durch eine mehr oder weniger deutliche Schichtung und vor allem durch die Neigung, in parallele Blätter senkrecht zur Schichtung zu schiefern. Dem vorwiegend aus Feldspat und Quarz bestehenden Gneis pflegt Glimmerschiefer aufzulagern, bei welchem Glimmer an die Stelle des Feldspats tritt. Im Phyllit, welcher seinen Namen von der blättrigen Schieferung herleitet, werden die Gemengteile verschwindend klein, und er ist daher von den Tonschiefern der ältesten Sedimentgesteine schwer zu unterscheiden. — Diese kristallinischen Schiefer enthalten vielfach Lager von Eisenerz und reinem Quarzfels, auch fehlt ihnen nicht ganz ein aus Organismen gebildetes Gestein, nämlich der Graphit, der reine Kohlenstoff, vermutlich aus einer Algenvegetation hervorgegangen. — In bezug auf die Verwitterung verhalten sich diese Gesteine ziemlich verschieden. Der Reichtum an Feldspat im Gneis läßt diesen rasch zerfallen, wogegen besonders Quarzite und Phyllite den Atmosphärilien besser widerstehen und als leicht kenntliche Felspartien sich aus der Umgebung herausheben.

[175]) Die Durcharbeitung einer, wenn auch kurzgefaßten „Historischen Geologie" mit möglichst zahlreichen Abbildungen kann dem nicht geologisch vorgebildeten Leser nicht genug empfohlen werden. Im obigen handelt es sich nur um eine kurze Erläuterung der S. 362 folgenden Tabelle und Hervorhebung einiger Hauptpunkte.

2. Dem paläozoischen oder primären Zeitalter der Erdbildung (dem Altertum) gehören zunächst die kambrischen, silurischen und devonischen Systeme oder, wie man früher sagte, Formationen von Gesteinen an, dann das Karbon oder Steinkohlensystem, endlich das Permsystem. Die erstern (deren unterstes Glied als Kambrium erst in letzter Zeit als eigenes System angenommen wird) bestehen vorwiegend aus mächtigen Schichten von Konglomeraten, Sandsteinen (Grauwacke), Kiesel und Tonschiefern, gebildet aus dem abgetragenen Material der kristallinischen Schiefer und ältesten Ausbruchsgesteine. Im Nordosten Europas und in Amerika finden sich primäre Gesteine noch heute in horizontaler Lagerung, in andern Gegenden der Erde sind sie stark zusammengefaltet und durch die Denudation bis auf die innersten Kernfalten abgetragen. Die Steinkohlenformation beginnt mit einer mächtigen Schicht rein marinen Ursprungs, dem Kohlenkalk, welcher flötzleer ist, und auf dem sich Sandstein- und Tonschieferbildungen, das Kulm, als eine Strandbildung mit einzelnen Kohlenlagern auflagern. Dann erst folgt das produktive Kohlengebirge, aus wechselnden Lagern von Kohlensandstein und Kohlenschiefern bestehend, zwischen denen sich die Kohlenflötze in sehr verschiedener Mächtigkeit, von dünnen Blättern bis Bänken von 8–10 m, lagern. Diese Flötze sind z. T. aus einer reichen Vegetation von Sumpfwaldungen und Mooren längs der ehemaligen Meeresküsten hervorgegangen, zum kleinern Teil sind sie in Nester und Fugen des Gesteins zusammengeschwemmt.

Obgleich nun ein jeder Abschnitt der Erdgeschichte mancherlei Schwankungen der Uferlinie oder der Bewegungen der Erdrinde zu verzeichnen hat, so scheint aus allen Beobachtungen hervorzugehen, daß das Ende der Karbonzeit eine Periode lebhaftester Gebirgsbildung und großer tektonischer Umwälzungen war. Wenn wir heute die damals aufgefalteten Gebirge größtenteils nur noch in ihren Resten sehen, so rührt dies von der Forträumung derselben in den folgenden Zeiten her; was uns dabei an einzelnen Bestandteilen, wie besonders an Steinkohlen, erhalten ist, verdankt dies fast allein der Versenkung in tiefere Lagen oder der Einklemmung in Falten ältern Gesteins, wodurch es der Abtragung entzogen wurde.

Die Schichten der Karbonzeit werden vielfach von einem mächtigen Konglomerat, dem Rotliegenden, bedeckt, einer Verkittung von Trümmern, welche von den Flüssen der Permzeit an den Meeresstrand herabgeführt wurden. Nur untergeordnete Verbreitung hat ein kupferführender Tonschiefer gehabt, der als Zechstein mit dem Rotliegenden die sog. Dyas oder das Perm bildet. Gips- und Steinsalzlager haben sich in dieser Zeit in ausgedehntem Maße aus den Meeren der Zechsteinperiode niedergeschlagen.

Während der ganzen paläozoischen Zeit hat es nicht an dem Hervorquellen eruptiver Gesteine gefehlt, in ältester Zeit besonders Granite, die aber die kristallinischen Schiefer ebenso durchbrochen und in Mitleidenschaft gezogen haben, später Diorit und Diabas, und während der Periode starker Dislokationen am Ende der Karbonzeit, sowie der Permbildungen besonders Porphyrmassen: jedoch fehlten diese auch dem mesozoischen Zeitalter nicht. Während die Granite ausschließlich in Stockform (S. 289) hervorgetreten zu sein scheinen vermöge des zähflüssigen Materials, aus dem sie gebildet sind, zeigen sich beim Porphyr ausgebreitetere Kuppen und Decken, welche sich über die Ausbruchsteile hin nach allen Seiten ergossen, schon deutlicher.

3. Die mesozoische Zeit oder das Mittelalter, in welchem die sekundären Systeme: Trias mit Rhät, Jura und Kreide sich ablagerten, gilt im allgemeinen als eine ruhigere Periode der Erdgeschichte. Nur am Ende der Jurazeit scheint Faltung und Bruchbildung stärker eingesetzt zu haben. Die mesozoischen Gebilde treten auch in ungleich geringerer Verbreitung über die Erdoberfläche hin hervor, nicht allein weil sie an vielen Stellen schon wieder abgetragen sind, sondern weil die Meere und Seen dieses geologischen Mittelalters auf kleinere Räume beschränkt waren, als die Ozeane der paläozoischen Zeit. Die Trias, namentlich in Deutschland ausgebildet, besteht von unten nach oben aus dem Buntsandstein, dem Muschelkalk und dem Keuper in regelmäßiger Aufeinanderfolge. Sie wird wegen des in allen Abteilungen zum Niederschlag gelangten Salzes auch wohl als Salzgebirge zusammengefaßt. Das Wesen des Buntsandsteins ist im Namen gegeben; er ist teils eine Strandbildung, teils wohl das Ergebnis einer sehr langen Wüstenperiode, die über Mitteleuropa hinweggegangen ist, wogegen die Gesteine des Muschelkalks sich als eine marine Bildung erweisen. Der Keuper zeigt in seinen Mergellagern — unter Mergel versteht man ein Gemisch von Kalk und Ton - - und Sandsteinen Meer- und Süßwasserablagerungen. — In den Alpen ist die Trias vielfach durch andere Gesteine vertreten, bei denen der Kalk vorherrscht. Dazu gehören besonders als oberste Lagen die Rhätischen Schichten, wie sie im Dachsteinkalk auftreten. Große Gegensätze der Verwitterung zwischen gewissen hierher gehörigen Schiefern und festen Kalken spielen bei Ausgestaltung des Einzelreliefs eine wichtige Rolle. — Das Jurasystem bezeichnet wieder rein marine Bildungen mit zahllosen Versteinerungen, in größere Provinzen zerfallend vermöge des Abschlusses der einzelnen Jurameere. In den untersten Schichten, dem schwarzen Jura oder Lias, wechseln schwarze Kalke mit Tonen, Schiefern, Mergeln; der braune Jura (Dogger) ist auch noch tonreich, wogegen der weiße Jura (Malm) wesentlich aus festen hellen Korallenkalken aufgebaut ist. — Ungleich ausgedehnter müssen die Meere der Kreidezeit gewesen sein, wenn sie sich auch meist nur als flache Transgressionen über ältere Erdschollen zeigen. Wie groß die Gegensätze der Gesteinsbildungen, welche nach ihren organischen Resten zu einer Entwickelungsperiode zusammengefaßt werden, sind, kann an den Quadersandsteinen der oberen Kreide in Böhmen und Sachsen und an der in den obersten Horizonten des Systems auftretenden weißen Schreibkreide (Rügen, Dänemark, Südost-England) ersehen werden, die als Hochseebildung ihren Ursprung auf Reste von Meerestieren zurückführt. In den untersten Sandsteinschichten des Kreidesystems finden sich Lagen von sekundären Kohlen eingebettet (die sog. Wealdenkohle oder Wälderkohle).

Auch die mesozoische Zeit läßt erkennen, daß eruptive Gesteine an Stellen schwächern Widerstands der Erdrinde hervortraten. Neben Serpentin und Porphyr begegnet man bereits Basalten und Trachyten.

4. Die känozoische oder Neuzeit (Tertiär-Periode) ist es, in welcher das Antlitz der Erde in den Hauptzügen ausgebildet ward, wie wir es heute sehen. Besonders die mittlere Tertiärzeit erweist sich wiederum als eine Periode lebhaftester Gebirgsbildung, ähnlich der am Ende der Karbonzeit. Die großen Gebirge der heutigen Erdkarte wurden zu Hochgebirgen erst in der Tertiärzeit aufgefaltet, die Dislokationen boten der eruptiven Tätigkeit Anlaß zum Hervorbrechen an zahllosen Stellen.

Basalte und Trachyte ergossen sich, zum Teil weite Decken bildend, in allen Teilen der Erde. Die Absatzgesteine verdanken in dieser Zeit teils dem Meere, teils Süßwasserseen ihre Bildung. Mächtige Konglomerate sind z. B. in der Nagelfluh am Rand der Alpen abgelagert, um später gleichfalls noch steil aufgefaltet zu werden. Die Tuffe der vulkanischen Ergüsse trugen vielfach zu den Konglomeraten bei. Weiche Sande wechseln mit Tonen und festen Kalken je nach der Lokalität der Abtragung. Salz- und Gipslager schlagen sich nieder, die Süßwasserschichten bergen in weitester Verbreitung Braunkohlenlager.

Zum Eocän oder Alttertiär gehören vor allem die ungemein verbreiteten Nummulitenkalke, so benannt von den vorherrschenden münzenförmigen Foraminiferenschalen, und der mehr sandigmergelige Flysch, die beide in vielen Gebirgen später noch stark mit aufgefaltet sind. Das Oligocän (wenig neu) folgt dem Eocän. Die Neogenbildungen, unterschieden als Miocän (weniger neu) und Pliocän (mehr neu), beschränken sich mehr auf Beckenausfüllungen.

5. Angenommen, daß die Kontinente und Meere in ihren Hauptumrissen und ebenso die wichtigsten Gebirge der Erde nebst ihren Tälern und Hohlformen am Ende der Tertiärzeit ausgebildet waren, so hat die Quartärperiode oder die Jetztzeit (infolge des Auftretens des Menschen auch Anthropozoische genannt) im einzelnen doch noch beträchtliche Ausgestaltungen mit sich gebracht. Die bedeutendste Wirkung hat die sog. Eiszeit hervorgerufen, die oben (S. 345) geschilderte Periode niedrigerer Temperatur und reichlicherer Niederschläge, welche ein gewaltiges Anwachsen der polaren wie der meisten Gebirgsgletscher veranlaßt hat. Hierdurch sind die großen Ebenen Europas und Nordamerikas ebenso wie die Umgebungen der größeren Gebirge mit einer mehr oder weniger dicken Lage von lockerm Geschiebematerial, von mächtigen erratischen Blöcken bis zum feinen Gletscherlehm, bedeckt. Die Unterlage fester Gesteine z. T. vollkommen verhüllend, hat die Eiszeit weiten Gebieten den landschaftlichen Charakter aufgedrückt. Diesen sog. Diluvialbildungen stellt man die alluvialen oder neuesten Anschwemmungen gegenüber, wie sie sich in Binnenseen, an Küsten und vor allem durch die Fluß-Überschwemmungen heutiger Flußsysteme noch unter unsern Augen bilden. Mehr und mehr zieht man hierbei auch die Ablagerungen in Betracht, die der Wind über weite Kontinentalflächen ausbreitet (§ 146).

Tabellarisch empfiehlt es sich, stets mit den jüngern, obern Schichten zu beginnen. Man unterscheidet innerhalb der historischen Geologie die folgenden Bildungen:

I. Quartärbildungen

Alluvium
Diluvium (Eiszeit)

II. Tertiärbildungen (Känozoikum)

Pliocän	Jungtertiär
Miocän	(Neogen)
Oligocän	Alttertiär
Eocän	(Palaeogen)

III. Sekundärbildungen (Mesozoikum)

Kreide	Senon	Obere
	Turon	
	Cenoman	
	Gault	Untere
	Neocom	
Jura	Malm (weißer Jura)	
	Dogger (brauner Jura)	
	Lias (schwarzer Jura)	
Trias	Keuper (mit Rhät)	
	Muschelkalk	
	Buntsandstein	

IV. Primärbildungen (Paläozoikum)

Perm (Dyas)	Zechstein
	Rotliegend s
Karbon	Oberes (Flötzführendes)
	Unteres (Kohlenkalk und Kulm)
Devon	Oberes
	Mittleres
	Unteres
Silur	Oberes
	Unteres
Kambrium	Oberes
	Mittleres
	Unteres

V. Archäische Bildungen

Urtonschiefer (Phyllit); Glimmerschiefer; Gneis.

Eruptive Gesteine:

Heutige: Lava usw.
Jung eruptiv: Andesit, Trachyt, Basalt
Mittel eruptiv: Porphyr, Diabas usw.
Alt eruptiv: Granit, Syenit, Diorit.

Die geologische Karte. Zu der wichtigsten Ergänzung der geographischen Karte gehört diejenige, welche uns in farbigem Bild anzeigt, welchem Gesteinssystem oder welchem Formationsglied jeweils eine Stelle der äußern Landfläche angehört. Um eine solche zu entwerfen, bedarf es also eigentlich einer Abschreitung und Aufnahme aller Gesteinsgrenzen, um sie alsdann in die geographische Karte einzutragen. Die letztere ist also die Voraussetzung der erstern. Mit der schwierigen Aufgabe der Einzelaufnahmen hat man erst in wenigen Ländern den Anfang gemacht; schwierig ist sie in zahlreichen Fällen, weil der Grenzverlauf oft unzugängliche Stellen des Geländes berührt, häufig durch die Vegetationsdecke oder menschliche Bauten verdeckt oder durch tektonische und Verwitterungsvorgänge verwischt wird. Daher ist der Geolog in weit höherem Maße gezwungen, diesen Grenzverlauf aus einigen wenigen, besser beobachteten Punkten und Aufschlüssen oder aus indirekten Anzeichen (wie z. B. der Vegetation) mutmaßlich einzuzeichnen, als etwa der Geograph bei Niederlegung von nicht selbst aufgenommenen Fluß- oder Höhenlinien. In außereuropäischen Kontinenten beruht das Bild der geologischen Karte daher noch auf äußerst geringfügigem Material und ist nur in großen Zügen bekannt. 20% der Erdoberfläche muß als zurzeit noch fast vollkommen unbekannt bezeichnet werden. Jedes Jahr

bringt aber die bedeutendsten Fortschritte[176]) und läßt die Karten — von Europa abgesehen — rasch veralten. Dem Anfänger kann nichts so sehr empfohlen werden, als bei Wanderungen stets von der geologischen Spezialkarte begleitet zu sein, wie wir das früher in betreff einer guten Terrainkarte anrieten (S. 244). — Das Lesen einer geologischen (früher in Deutschland als geognostisch bezeichneten) Karte hat mit Hilfe des Farbenschlüssels keine Schwierigkeit; wohl aber das Verständnis des Gesamtbildes. Wie kommt es, daß so manche Sedimentgebilde auf den Karten eines großen Gebietes in zahllose kleine Fetzen zerstückelt erscheinen? Bei Eruptivgesteinen, die in vielen Einzelpunkten die Erdrinde durchbrochen haben, ist dies an sich verständlich, bei Absatzgesteinen muß man im allgemeinen annehmen, daß die einstige, mehr zusammenhängende Decke im Laufe der Erdgeschichte zerstückelt, schollenweise in verschiedenes Niveau gebracht und hier zum Teil von der Denudation wieder abgetragen, zum Teil von andern Sedimenten überlagert ist. Den wirklichen Zusammenhang dieser Erscheinungen vermag jedoch selbstverständlich nur die Einzeluntersuchung aufzuhellen. Ungemein erleichtert würde das Verständnis vieler Verhältnisse, wenn man Geländekarten mit Darstellung der Formationsgrenzen in üblicher Weise vereinigen könnte. Das scheitert an technischen Schwierigkeiten. Nur Höhenlinien (Isohypsen) lassen sich auf geologische Karten eintragen ohne die Lesbarkeit der rein kartographischen Elemente zu beeinträchtigen.

§ 148. Die morphologischen Regionen des Festlandes. Der bloße Anblick der geologischen Karte der Gegenwart bietet wenig Anhaltspunkte, um ganze Erdteile durch das Vorherrschen gewisser älterer oder jüngerer Gesteinsbildungen zu kennzeichnen[177]). Kein Erdteil ist ausschließlich aus Niederschlägen oder eruptiven Massen einer bestimmten Periode der Erdgeschichte hervorgegangen, so daß man ihn ohne weiteres als jüngeres oder älteres Gebilde einem andern gegenüberstellen könnte. Vielmehr sind die geographischen Kontinente aus den verschiedensten Stücken zusammengeschweißt und fallen auch nicht durchweg mit den großen Einheiten zusammen, die uns der Geolog heute unterscheiden lehrt.

Eine kurze Übersicht über diese Anschauungen[178]) hinsichtlich der großen Gebiete gleichartigen Oberflächenbaues der Erde mag eine passende Einführung für die spätere Betrachtung der Hauptformen der Landfläche sein. Es gilt nunmehr also wieder bei der Übersichtskarte der Erde anzuknüpfen, die wir am Schluß des vorigen Kapitels verließen (S. 286). Mit gleichzeitiger Ausnutzung der geologischen Karte wollen wir den großen Leitlinien des Oberflächenbaues etwas näher nachspüren, nachdem wir die Gegensätze der Gesteinslagerung kennen gelernt haben.

Es führt dies notwendig zur weiteren Teilung der Landfläche in Regionen, worunter wir im allgemeinen große Unterabteilungen der Erdteile verstehen, die durch gemeinsame natürliche Merkmale gekennzeichnet sind. Im vorliegenden Fall kommt der gleichartige Flächen-

[176]) S. die Jahresberichte F. Toulas im Geogr. Jahrbuch. — [177]) Ob eine Berechnung der den einzelnen Zeitaltern zugehörigen und heute an der Erdoberfläche hervortretenden Flächen, wie sie v. Tillo nach den Berghausschen Karten gab (s. Tillos Zahlen dort auf Taf. 7/8), wirklichen Wert beanspruchen kann, wenn sich die Berechnung auf Erdteile (oder gar Breitenzonen) beschränkt, erscheint fraglich. — [178]) E. Sueß, Antlitz der Erde I, II, III$_1$ und III$_2$, 1883—1909. Seine grundlegenden Zusammenfassungen erstrecken sich über den weitaus größten Teil der Erdoberfläche. Vergl. die Übersichtskarten am Schluß von Bd. III$_2$. Einen ersten Versuch kartographischer Darstellung einer Einteilung der gesamten Landfläche im morpholog. Hauptgebiete gab Supan, Phys. Erdk., 1896, Taf. II, Maßst. im Äquator 1 : 250000000, etwas abgeändert 1907; doch ward 1911 an Stelle derselben eine einfache morphologische Dreiteilung des Landes gesetzt.

bau in Betracht, wie er in erster Linie von innen heraus durch die Tektonik geschaffen ist. Wie wir sehen werden, schreiten diese morphologischen Regionen mehrfach über die üblichen Grenzen der heutigen Erdteile hinweg, aber sie ziehen teilweise auch dort Grenzlinien, wo der äußere plastische Aufbau der Kontinentalmassen solche nicht entdecken ließe.

1. Nur die beiden nordatlantischen Felsplatten archäischen Gepräges heben sich deutlicher von der geologischen Karte ab. Grönland mit seiner Eiskappe bildet den Mittelpunkt zwischen zwei durch tiefe Meereseinsenkungen getrennten, schildförmigen Flächen. Sie bestehen vorwiegend aus archäischen und ältesten Schiefergesteinen und umfassen im Westen das Hudson-Bai-Gebiet, im Osten Skandinavien nebst Finland oder Fennoskandia, wie man diese europäische Region seit kurzem bezeichnet. Einst mit stark gefalteten Gebirgen bedeckt, sind sie heute bis auf die dem Ozean zugekehrte Seite zu einer seenreichen Platte abgetragen und zum Teil mit flachgelagerten paläozoischen Schichten überdeckt. Wie dort das Pfannenmeer (S. 234) der Hudson-Bai, so ist hier das der Ostsee in die schildförmige Erhebung eingesenkt[179]). Nach der kontinentalen Seite ist es ein Kranz von Seen, der sie begrenzt. In Nordamerika zieht sich derselbe von den Kanadischen Seen nordwärts bis zum Eismeer. In Europa kommen die großen schwedischen und russischen Seen dabei in Betracht.

2. In der Alten Welt ist diese Urgesteinsscholle von dem großen Gebirgsgürtel im S durch die Ausläufer des ausgedehntesten Flachlands getrennt, das die Erde kennt. Im Westen den Ozean erreichend, verschmilzt es mit den Resten einstiger hoher Gebirge, die Großbritannien, Frankreich und Deutschland erfüllten, zu einer kleinen, aber eigenartigen Region — dem Westeuropäischen Schollenland — zusammen. Der größere Teil, am besten als Eurasisches Flachland bezeichnet, gliedert sich leicht in drei natürliche Provinzen: Im W das Osteuropäische Flachland oder die Russische Tafel[180]) mit ihren durchweg flachgelagerten Schichten meist paläozoischen Alters und ihrem auch schon in der alten Zeit gefalteten östlichen Rande, dem Uralgebirge. Tiefer gelegen ist die südöstlich angrenzende Folge weiter Steppenländer, die wir nach dem Namen der beiden größten Wasserbecken, die sie einschließen, die Aralokaspische Senke nennen. Sie enthält nur abflußlose Gebiete. Als dritter Teil dieses Flachlands gilt uns die junge Westsibirische Ebene, fast ganz aus flachgelagerten tertiären Schichten zusammengesetzt, die unmittelbar auf archäischem Untergrund lagern. Wesentlich das weite sumpfige Gebiet eines einzigen Stromsystems — des Ob — bildend, findet sie im O am mittlern Lauf des Jenissei eine scharfe Grenze.

3. Mit dem Ostsibirischen Tafelland zwischen Jenissei und Lena und dem breiten Gürtel alter Gebirgsfalten, der es im S und im SO umrahmt, betreten wir einen der ältesten Bestandteile des asiatischen Kontinentes[181]). In seltsamer Verzweigung führen die Flußadern alles aus dem Kranz von Gebirgen entquellende Wasser jenen beiden großen Nordströmen zu. Die Zonen der Randfalten sind nach N oder besser nach der hohlen innern Seite des Hauptbogens, der sich um den Baikalsee lagert, gerichtet. Seit Ende des pa-

[179]) Daher von Sueß (II, 42 ff.) der „Kanadische" und der „Baltische Schild" benannt. — [180]) Sueß I, 740. — [181]) Von Sueß III_1, 53 ff. als „alter Scheitel Eurasiens" bezeichnet.

läozoischen Zeitalters ist das Gebiet in der Hauptsache vom Meere nicht wieder bedeckt worden. Wie es scheint, muß auch die Wüste Gobi, die von alten abgetragenen, im gleichen Sinne (NO) streichenden Gebirgsresten durchzogen ist wie die Erhebungen am Baikal bis an das Randgebirge des Chingan, dieser alten Landscholle zugerechnet werden.

4. Die eben geschilderten Regionen Nord-Eurasiens begleitet im S von den Ufern des Atlantischen Ozeans bis nach Ostasien der große Eurasische Gebirgs- und Hochlandsgürtel, ein System von Kettengebirgen oder meist erst in tertiärer Zeit zu Hochgebirgen aufgefalteter Gebirgsbogen, daher auch der Eurasische Faltengürtel genannt. Bald sich mit ihren Endfalten aneinanderscharend, bald in Wirbeln gebogen und rutenförmig auseinanderlaufend, schließen die Einzelketten zwischen sich kleinere oder größere Beckenlandschaften ein. Alpen und Karpaten gehören ihm an. Im W [182]) wird der Gürtel von der früher geschilderten großen Bruchzone der Erde (S. 275) geschnitten, so daß z. B. das westliche Mittelmeer, Adria und Griechisches Inselmeer, zwischen seine Gebirgsketten fallen. Mit dem unzweifelhaft dieser Zone zugehörigen Atlasgebirge greift der Gürtel auf afrikanischen Boden hinüber. Die asiatische Fortsetzung bildet mit ihren bogenförmigen Ketten und den von ihnen eingeschlossenen Hochflächen den Asiatischen Hochgebirgsgürtel [183]). Am Nordostende Irans besitzt er eine starke Einschnürung, um von dort in einem ganzen System von divergierenden Hochgebirgs-Erhebungen nach O auszulaufen. Nach S dringen die Bogen des Taurus, der iranischen Randgebirge und des Himálaja vor und schließen mächtige Anschwellungen der Erde, meist abflußlose Hochländer, ein. In Zentralasien wird diese Zone am breitesten. Denn es gesellen sich nordwärts mit den Gebirgssystemen des Tienschan und Altai neue Faltengürtel zu und bringen die Ausdehnung der Hauptzone, die bis dahin selten mehr als 15 Breitengrade bedeckte, im Meridian des Altai auf 25°. Gleichzeitig tritt mit diesem nördlichsten Vorsprung der Faltengürtel in harte Berührung mit den alten Randfalten Ostsibiriens. Neuere Anschauungen [184]) weisen die OSO verlaufenden Gebirgszüge der mittleren Gobi den Faltensystemen des Altai und Tienschan zu und bringen die starke Umbiegung der Ketten im westlichen Tibet mit jenen in Verbindung. Jedenfalls scheint eine allgemeine Aufstauchung der Faltensysteme am Westrand der alten Festlandsschollen von Nord- und Südchina stattgehabt zu haben. Erst nach Passierung der Enge zwischen Himálaja und den selbständigen Erhebungen Südchinas erfolgt von neuem eine rutenförmige Ausbreitung der Falten, die nun die gesamte hinterindische Halbinsel durchziehen, sich in den Sundainseln noch weiter fortsetzen und schließlich angesichts Neuguineas in sich selbst zurückbiegen [185]). Vulkanische Tätigkeit begleitet den Inselkranz seit tertiären Zeiten.

5. Ostasien wird besser insgesamt als eine eigenartige Region betrachtet, wenn auch die Teile nach Alter und Zusammensetzung mannigfach verschieden sind. Es handelt sich um den einst weiter als bis zu den

[182]) Vergl. d. Leitlinien d. Alpensystems, Sueß I, 285 ff. — [183]) Über Verlauf und Zusammenhang der asiatischen Gebirgszüge, namentlich im Osten, herrscht noch keine Übereinstimmung. Die Darlegungen von E. Sueß in Bd. III $_1$, 1901 geben vor allem für Zentralasien eine wesentlich andere Auffassung, als sie von v. Richthofen u. a. vertreten ward. — [184]) Ed. Sueß III $_1$, Kap. V und VI: Altai und Altaiden. — [185]) Sueß III $_1$: Die östlichen Altaiden.

heutigen Grenzen des asiatischen Festlandes reichenden Rand des Kontinentes. Er ist von einer Reihe zu Girlanden sich ordnender Gebirgsbögen durchzogen, die sämtlich gegen den Ozean konvex sind und dadurch große Beckenlandschaften einschließen. Nur für den ältesten Teil der Region, das eigentliche China, gilt dies nicht ganz. Hier hat sich der zweite alte Festlandskomplex Asiens z. T. in Tafelländern (N), z. T. mehr in stark abgetragenen Gebirgsrosten (S) erhalten. Aber das Typische ist, daß der ganze Randgürtel von mächtigen, in flachen Bogen von NNO bis SSW verlaufenden Staffelbrüchen durchsetzt ist. Dadurch ist das Gesamtgebiet in eine Reihe von Landstaffeln zerlegt[186]), von der die östlichere stets tiefer als die westliche gesenkt ist. Neben echten Tieflandsbecken zwischen stehen gebliebenen Gebirgsresten und durch sie z. T. ganz vom Meer getrennt, gehören auf diese Weise eine ganze Anzahl von Randmeeren, durch Inselgirlanden vom Meere geschieden, dieser ostasiatischen Region an, und den Osten Asiens begleiten junge Faltengebirge, vielfach von Vulkanen durchsetzt.

6. Im scharfen Gegensatz zu dem Eurasischen Faltengürtel breitet sich im S das mächtigste Tafelland der Erde, fast ganz Afrika mit Ausnahme des Atlas, ferner Arabien und Vorderindien umfassend, aus. Daher zwischen beiden eine der ausgesprochensten tektonischen Grenzlinien, in ihrem Gegensatz zu dem Umriß der heutigen Kontinente. Das Tafelland ist, obwohl vorwiegend von abgeflachter Außenseite, keineswegs ohne größere Gebirgs-Erhebungen, aber das Bezeichnende ist für das Gesamtgebiet, daß seit paläozoischen Zeiten Auffaltungen in demselben nicht mehr stattgefunden zu haben scheinen. Die Schichten liegen meist horizontal oder sind schwachgeneigt, und die Unebenheiten verdanken ausschließlich den Brüchen ihren Ursprung, soweit nicht vulkanische Aufschüttungen (z. B. Abessinien) sie zu Wege gebracht haben. — Die Nordhälfte bildet die große Wüstentafel[187]), sich über Nordafrika, Arabien und Syrien erstreckend. Die alten abgelagerten Schichten sind erst in der mittlern Kreidezeit bis in die Tertiärzeit von Norden her teilweise wieder überflutet worden. Die große Grabenversenkung des Roten Meeres hat Arabien von dem gleichgestalteten Ägypten geschieden. Im Norden hat der Einbruch des südöstlichen Mittelmeerbeckens die Wüstentafel verkleinert. Malta ist als Rest derselben stehen geblieben. — Als gebrochenes indisches Festland[188]) hat man Südafrika, Madagaskar und Dekan (Vorderindien) zusammengefaßt, seit man die engen Beziehungen dieser jetzt durch die Einbrüche des Indischen Ozeans weit getrennten Gebiete erkannt hat. Auf älteren Grundlagen lagern mächtige mesozoische Schichten meist pflanzenführender Sandsteine, die zeigen, daß das Meer diese Gebiete seit dem geologischen Altertum nicht überflutet hat. In den granitischen Gesteinen der Seychellen[189]), nördlich von Madagaskar, vermutet man Reste jenes ehemaligen Indo-Afrika. Jetzt ist dies Gebiet in drei völlig getrennte Stücke geschieden; zunächst das Transsaharische Afrika, im N unmerklich in die große Wüstentafel übergehend und mit dieser etwa von gleicher Größe, nach S allmählich anschwellend und von einem vielleicht jung paläozoischen Faltengebirge (Kapgebirge)[190]) begrenzt; ferner Madagaskar als Inselhorst, und drittens die jetzt mit dem asiatischen Kontinente verwachsene Halbinsel Dekan.

[186]) F. v. Richthofen, Geomorphol. Studien über Ostasien I (Sitz.-Ber. d. k. Preuß. Akad., Phys.-math. Kl. 1900, 888 ff.; II, das. 1901, 782 ff.). — [187]) Sueß I, 461 ff. — [188]) Sueß I, 505 ff. — [189]) Sueß II, 534. — [190]) Die brasilische Masse, Sueß I, 635.

7. Ein eigenes einförmiges Tafelland stellt Australien dar. Nur den Ostrand nimmt ein altes, stark abgetragenes Faltengebirge ein, dessen Streichungsrichtung der Ostküste parallel läuft. Junge Faltengebirge umziehen, zum Inselkranze aufgelöst, von Neu-Guinea bis Neu-Seeland in immer weiterem Abstand den australischen Kontinent.

8. Leichter als die Alte Welt sind die beiden Kontinente von Amerika zu überschauen. Hier verlaufen die Grenzen der sie zusammensetzenden Stücke mehr oder weniger meridional. Langgestreckte Mulden ziehen in dieser Richtung durch Nord- wie durch Südamerika. In letzterm Erdteil ist eine breite Tieflandsmulde mit den Alluvionen der großen Ströme erfüllt. Die Mitte und den östlichen Vorsprung des Kontinents bildet das mächtige Massiv von Brasilien und Guayana[191]), wieder ein ausgedehntes Tafelland, wie es den Südkontinenten eigen ist. Auf archäischem Gestein lagern flach paläozoische Schichten. Dann treten an einzelnen Stellen Sandsteine der Kreideperiode auf. Gegliedert ist diese Masse durch eine breite Mulde, durch welche der Amazonas seinen Ausweg ostwärts findet. Den Westen nehmen die mächtigen Anden ein, ein gegen den Ozean zu gefaltetes Hochgebirge, das durch eigentümliche rutenförmige, leicht auf der orographischen Karte zu verfolgende Umbiegung im S und N des Kontinents ausgezeichnet ist. Mittelamerika[192]) und der Inselbogen der Antillen mag als eine ähnliche Erweiterung des südamerikanischen Kontinents angesehen werden, wie sie Asien in den östlichen Inselkränzen besitzt.

9. Nordamerika beginnt morphologisch am Südende des mexikanischen Hochlandes. In diesem Kontinent findet eine ähnliche Dreiteilung wie in Südamerika statt. Das Felsengebirge mit den eingeschalteten Hochflächen ist wiederum ein verhältnismäßig junges Faltengebirge, dessen Falten nur im Westen gegen den Ozean gerichtet sind. Auf der ganzen östlichen Längenerstreckung, wo jetzt sich die Prärien ausbreiten, war bis in die Kreideperiode hinein ein trennendes Meer, diesem folgte später ein Binnenmeer, das die Osthälfte des Kontinents noch großenteils von dem Westen schied. Erstere besteht aus zwei verschiedenen Regionen. Die große archäische Hudson-Bai-Scholle ist bereits in ihrem Zusammenhang mit den alten arktischen Schollen besprochen. Im Süden und Osten der Kanadischen Seen breitet sich ein vorwiegend paläozoisches altes Faltenland aus, für das der Name des Appalachianlandes passend sein mag, weil diese Faltung im Sinne des nordöstlich streichenden Appalachian-Gebirgssystems (Alleghanies) auch das westlich davon gelegene Flachland beherrscht. Es greift westlich bis über das Mississippital hinüber.

10. Eine in zahllose Inseln aufgelöste Region ist endlich Ozeanien, auf das wir beim Kapitel der Inseln näher einzugehen haben, und als letzte stellt sich die noch unentschleierte eisbedeckte Antarktis dar.

So erhalten wir als erste Überschau eine Summe von etwa zwanzig morphologischen Regionen, die sich jedoch auch wieder zu größern Einheiten zusammenfassen lassen, was aber für unsere nächstliegenden Zwecke nicht in Betracht kommt.

---

[191]) Sueß I, 698 ff. — [192]) E. Sueß III, 2, 1909, 321 ff.

§ 149. Die regionale Bodenbedeckung[193]). Deutlicher als beim Verfolg tektonischer Leitlinien weist uns eine kartographische Darstellung der lockern Bodenbedeckung auf geographische Ursachen ihrer regionalen, d. h. weite Landstriche kennzeichnenden Verbreitung. Die Verwitterung und die Abtragung, sowie ihr Gegenstück, die Ablagerung und Anhäufung der von Luft und Wasser umgelagerten Stoffe, sind, wie wir sahen, im großen so eng von klimatischen Bedingungen abhängig, daß es nicht Wunder nehmen kann, in ausgedehnten Gebieten von ähnlichen klimatischen Verhältnissen die verschiedenartigsten Gesteinsunterlagen dennoch von gleichartigen Bodenarten bedeckt zu sehen. Die Voraussetzung für eine übersichtliche Zusammenfassung ist einerseits, daß man diese lockern Bodenbedeckungen weniger der mineralogischen Zusammensetzung als der Bildungsform nach unterscheidet und selbst dünne Überzüge des Erdreichs nicht von der Betrachtung ausschließt.

Wiederholt ist hervorgehoben, wie sehr der Wechsel von feuchterem und trocknerem Klima das Maßgebende für die Bodenbildung ist. Beim Übergang zum erstern sind in dem fraglichen Gebiet die fließenden Gewässer, beim Eintritt von Trockenheit die Winde zu größerer Herrschaft gelangt, und in gewissem Sinne schließen sich deren Wirkungen aus.

1. Im strengsten Sinn vom Klima abhängig ist die Verbreitung des Firn- und Eisbodens. Wie er die Hochgebirge oberhalb einer wichtigen Höhenlinie, der sog. Schneegrenze, krönt, so breitet er sich in den Polarregionen zu mächtigen Flächen aus. In Grönland bedeckt er mehr als 2 Mill. Quadratkilometer und es ist die Frage, ob wir ihn dort nicht besser zu den Gesteinsformationen selbst als zur Bodenbedeckung rechnen. Jedenfalls ist der Eisboden die für den Pflanzenwuchs ungünstigste Form, er schließt diesen vollkommen aus, weil er die gesamte Unterlage umhüllt.

2. Die atlantische Hälfte der arktischen Kugelkappe zeigt daneben die ausgedehntesten Gebiete nackten Felsbodens. Es sind dies im Gebiet der Hudson-Bai wie in Norwegen und Lappland die Regionen glazialer Abräumung mit den glattgeschliffenen Rundhöckern. Im kleinern Maße wiederholt sich ähnliches auf Gebirgsgipfeln und Kämmen, nur daß hier der Wind, gelegentlich der Regen, die Felswände von der Verwitterungskrume befreit. Ärmliche Flechten breiten über solche meist den Hauch einer Vegetationsdecke, und in den Vertiefungen sammelt sich eine dünne Bodenkrume, die selbst den Waldwuchs nicht ganz ausschließt.

Umkränzt werden die eben bezeichneten Landstriche durch die Regionen glazialer Aufschüttung, die annähernd bis an die Südgrenzen der Verbreitung eiszeitlicher Gletscher reichen und sich daher auch vor den Alpentälern im Gebiete der Moränenlandschaften wiederholen (S. 348). Hier handelt es sich um eine der Hauptformen des Lockerbodens, der in Form von

[193]) Den ersten Versuch, die regionale Bodenbedeckung zu gliedern, hat v. Richthofen angestellt (Führer f. Forsch. 1886, 456—507); das schwierigere Unternehmen, danach die Verbreitung der Bodenarten kartographisch niederzulegen, verdankt man C. Rohrbach (Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 4, Maßst. im Äq. 1 : 100.000000). Das Vorherrschen dieser oder jener Form mußte großenteils aus indirekten Merkmalen geschlossen werden. v. Tillo hat die Flächenanteile nach Prozenten berechnet (Pet. Mitt. 1893, 17). Die Rohrbachsche Darstellung konnte im einzelnen nicht ohne Widerspruch bleiben (s. Penck I, 416, Supan, Phys. Erdk. 1896, 427; 1916, 618). Vergl. ferner Joh. Walther, Lithogenesis S. 719 ff.: Die Faziesbezirke der Gegenwart.

Geschiebe aller Art, vom Felsblock bis zum feinen Gletscherlehm, wohl den dritten Teil Europas wie Nordamerikas mit einer mächtigen Decke überlagert. Dieser Gletscherschutt, der leicht vom fließenden Wasser ausgewaschen wird, ist sicher für weite Landstriche ein großer Segen, indem er den unverwitterten Felsboden überdeckt. Er reicht weit in die Zone des Kulturbodens hinab.

3. Als Eluvium hat man den Boden bezeichnet[194]), welcher aus den an Ort und Stelle ihrer Entstehung sich anhäufenden Verwitterungsprodukten hervorgeht. Das kann nur geschehen in Gegenden, wo die abtragenden Kräfte nicht mächtig genug sind, um die erstern fortzuschaffen. Der Gebirgsschutt, der in trocknen Landstrichen so manches Gebirge fast völlig einhüllt, gehört hierher. In mittlern und höhern Breiten gelangt Lehm zu weiter Verbreitung, der hauptsächlichste Verwitterungsrückstand aller glimmerreichen kristallinischen Gesteine, ein inniges Gemenge von Ton und Sand, durch Eisenoxyd gelb gefärbt. Vorwiegend in dieser Form finden wir den Eluvialboden in ganz Sibirien, in China, im Osten der Vereinigten Staaten wie in Kalifornien, dem mittlern und südlichen Europa und Australien verbreitet, überall trefflichen Wald- und Kulturboden abgebend.

In den Tropen dagegen tritt das Eluvium in einer Bodenart auf, die ihrer ziegelroten Farbe wegen als Laterit bezeichnet wird[195]). In mancher Hinsicht dem Lehm gleichend, ist der Laterit ein sandiglehmiger Verwitterungsrückstand, der sich besonders aus Granit, Gneis, rotem Sandstein usf. bildet. Reicher Eisengehalt bedingt die rote Farbe des zelligen Gewebes, das sich an der Luft rasch verfestigt und den Erdboden oft als harte Tenne erscheinen läßt. Er scheint besonders die höhern Flächen in erodierten Landschaften einzunehmen. Es ist der Laterit, wie gesagt, im tropischen Afrika, Brasilien und Guayana, Mexiko und Zentralamerika, in Südostasien und den australasiatischen Inseln die herrschende Bodenbedeckung.

Für die Bildung des Laterits ward bisher starker Regenfall, wie er den Tropen eigen ist, hohe Wärme und reiche Vegetation mit tiefgründiger Verwitterung des Bodens in Anspruch genommen. Eine neue Anschauung[196]) stellt dem als Tatsache gegenüber, daß in den regenreichen Gebieten der Tropen der Boden fast überall aus Braunerde bestehe, und sich Lateritboden auch in trocknen Landschaften finde. Sie leugnet daher überhaupt eine unter den genannten Faktoren heute noch fortdauernde Lateritbildung und verlegt sie in die Diluvialzeit mit ihren besondern klimatischen Bedingungen innerhalb der Tropenzone. Wo also heute primärer, nicht später umgelagerter Laterit zutage trete, sei er von der sich später oder heute gebildeten Braunerde-Deckschicht bereits wieder entblößt. Die Laterisierung setze neben dem Eindringen reichlicher Wassermassen bis in große Tiefen eine lebhafte Aufwärtsbewegung der rotgefärbten eisenreichen, im Grundgebirge entstandenen Lösungen mit dem Grundwasser während der jahreszeitlichen Trockenperioden voraus. Indem unter der Deckschicht infolge der Verdunstung des Wassers das gelöste Eisen ausfällt, entsteht bei hohem Eisengehalt des Muttergesteins die harte Eisenkruste, die oft eine Dicke von mehr als 1 m erreicht.

[194]) v. Richthofen, Führer, 460. Auf Rohrbachs Karte werden 43% der Erdoberfläche dem Eluvium zugerechnet. Gegen diese zu große Ausdehnung richtet sich die Kritik besonders. Es erscheint aber nicht weniger gewagt, wenn Penck (I, 417) in ganz roher Schätzung die Hälfte dieses Eluvialgebiets der fluviatilen Erosion zuweist. — [195]—[196]) Vergl. J. Walther, Das geolog. Alter u. die Bildung d. Laterit (Pet. Mitt. 1916. I—7, 46—55), sowie Passarge, Grundzüge III, 171 ff.

4. Der Alluvialboden dagegen, durch die Anschwemmungen des fließenden Wassers herbeigeführt, tritt regional nur selten auf. Wiewohl er kaum längs des Unterlaufs eines größern Flusses fehlt, setzt seine flächenhafte Verbreitung doch besonders ebenes Gelände voraus. Die Deltas gehören in erster Linie hierher, deren größtes von den chinesischen Flüssen gebildet wird. Im übrigen ist Südamerika der Kontinent der Flußalluvionen, da man von diesem wohl den vierten Teil auf die Anschwemmungen der großen Ströme rechnen darf.

5. So bleiben noch die trocknen Zentralgebiete der Kontinente zurück, in denen der Wind der wichtigste Bodenbildner ist. Hier begegnen wir in den reingefegten Stein- und Geröllwüsten zunächst den Gebieten äolischer Abtragung einer anderen Form des Felsbodens. In dem großen Wüstengürtel der Alten Welt wechselt seine Verbreitung mit den Regionen des Flugsandes oder der Kiesel- und Sandwüste. Beide Formen sind gleichmäßig vegetations- und kulturfeindlich. In Nordamerika kommt es innerhalb der Koloradohochfläche nur zur Bildung einer Felswüste. Dagegen herrschen im Zentrum Südafrikas und Australiens die Flugsandregionen vor. — Fast alle diese Wüsten sind von Steppenländern umgeben. Der Steppenboden[197]) ist durchweg das Ergebnis feinerdiger Aufschüttung, ein Erzeugnis des Windes und also in seiner Bildung auch an ein trocknes Klima, aber vermöge seiner Entstehung durch Staubwinde an kein Niveau gebunden. In Zentralasien zieht er über manche hohe Gebirge hinweg, wiewohl sein Hauptverbreitungsgebiet die großen Ebenen Turans und Südrußlands, der nordamerikanischen Prärien, des Südrands der Sahara usw. sind. In Rußland und Nordamerika hat diese Bodenform die eiszeitlichen Geschiebe teilweise überlagert[198]). Als Tonstaub gehört dieser Boden an sich nicht zu den unfruchtbaren. Meist ist er salzig, doch keineswegs immer. Je nach der Auslaugung durch fließende Gewässer, welche ihren Ursprung außerhalb der Steppenregionen haben, zeigt er doch sehr verschiedene Stufen der Fruchtbarkeit. Am ungünstigsten stellt sich der eigentliche Salzboden dar, der fast alle tiefsten Einsenkungen abflußloser Gebiete bedeckt, Im allgemeinen ist der Steppenboden die Region der Graslandschaft, aber der Waldwuchs ist nicht völlig ausgeschlossen. Dieser findet sich freilich nur in der Nähe fließender Gewässer oder auf den Höhen der Anschwemmungen, also an Stellen stärkster Auslaugung. Grasland nimmt die ebenen Flächen ein. Wo der Mensch in nicht zu trocknen Landstrichen energisch mit der Bodenkultur in die Steppe eingedrungen ist, hat sie sich meist günstig für Feldfrüchte gezeigt; künstliche Bewässerung hat ihr in zahlreichen Berieselungsoasen reiche Ernten abgewonnen.

6. Für die Bildung einer im Umkreis der Steppenregionen nicht selten auftretenden Bodenart, des Löß, hat man die Umwandlung einstiger Trockengebiete in feuchtere angenommen[198]). Es ist dies ein durch große Fruchtbarkeit ausgezeichneter, sehr feinkörniger gelber Boden von lehmiger, aber etwas kalkhaltiger Erde ohne Schichtung, durchzogen von senkrechten Hohlräumen ausgewitterter Wurzelfasern und Mergelknollen; die erstern, die rasch alles Wasser aufsaugen, so daß sich stehende Gewässer in der Lößlandschaft nicht bilden können, deuten auf die Entstehung aus staubbedeckten Graslandschaften hin. Senkrechte Zerklüftung ist diesem Boden eigen, wo er, wie im

[197]) S. auch A. Woeikof, Die Klimate der Erde, 1887, Kap. 12 und 29. — [198]) Vergl. die Rohrbachsche Karte. — [199]) v. Richthofen: China I, 1877, 152 ff.

nördlichen China, eine große Mächtigkeit besitzt. Man findet ihn im S der amerikanischen Prärielandschaften, im Gebiet der Pampas Südamerikas. Im südlichen Rußland tritt er als ein für die russische Getreidekammer äußerst wichtiger Boden auf, als Tschernosem (spr. Tschernosjom) oder Schwarzerde[200]), die ebenso wie der Regur oder Baumwollenboden im südöstlichen Vorderindien von der Humusbeimischung seine typische schwarze Farbe erhalten hat und daher als ein Produkt der Steppenvegetation gilt.

In weniger zusammenhängender Verbreitung findet man den Löß in den Flachländern im Umkreis der mitteleuropäischen Gebirgsländer, meist an den Hügelabhängen. Man glaubt in ihm das Produkt eines Steppenklimas sehen zu sollen, welches die beiden Hauptperioden der Eiszeit schied[201]). Anderer Entstehung ist der sog. Seelöß, eine deutlich geschichtete Ablagerung aus Salzseen. Im übrigen ist es noch unentschieden, ob alle dem Löß ähnlichen Bodenarten wirklich äolischen Ursprungs sind. Die russische Schwarzerde z. B. wurde von andern für ein an Ort und Stelle aus der kristallinischen Unterlage entstandenes Verwitterungsprodukt erklärt und der Regur für eine Süßwasserbildung angesehen[202]).

7. Mit den genannten Arten der Bodenbedeckung sind die auf der Erde regional auftretenden so ziemlich erschöpft[203]); daneben finden sich andere in typischer Form weit über die Erde verbreitet, aber im einzelnen so kleine Flächen bedeckend, daß sie sich schwer auf Übersichtskarten darstellen lassen. Eine Abhängigkeit von klimatischen Faktoren ließe sich höchstens mittelbar bei dem Korallensand nachweisen, welcher das Gerüst zahlreicher ozeanischer Tropeninseln ausschließlich bedeckt. Weiche Meeresanschwemmungen (Schlickboden) und lockere Dünenzüge begleiten bald abwechselnd, bald vereint die flachen Küstensäume der Erde in allen Breiten. Der Einzelvulkan läßt den nackten Felsboden erstarrter Laven wie lockere Aschenaufschüttung meist in unmittelbarer Vereinigung erkennen. In vulkanischen Gebieten tritt diese Bodenform regional auf.

8. Haben wir es bisher mit mehr oder minder mächtigen Lagen lockeren Bodens zu tun gehabt, welche das Felsengerüst der Landoberfläche einhüllen, so ist noch der zarten Decke zu gedenken, welche sich unter dem Einfluß der Pflanzenwelt darüber ausbreitet. Da der Pflanzenwuchs in erster Linie auf die Tonerde im Boden angewiesen ist, so können einzelne Verwitterungsböden wie der reine Kalkboden, der allein aus Quarzkörnern bestehende Flugsand, das ausgeblühte Salz der Salzsteppen ebenso wie Firn- und Eisflächen als vegetationslos bezeichnet werden. Wo der Pflanzenwuchs, sei es als Flechte, Halm, Strauchwerk oder Baum weit über das Land verstreut die Nährstellen aufsucht, kann er auf die Umbildung des Rohbodens keinen Einfluß ausüben. Anders beim geselligen Auftreten, wo dieser sich mehr und

[200]) Das Tschernosem soll nicht tiefer als 170 m über dem Meere vorkommen (Bogdanow, Zeitschr. für Erdk. 1891, 340). Sibirtzew, Étude des sols de la Russie d'Europe (Compte Rendu du Congrès Géol. Int.), St. Petersburg, 1899, 73—125; mit Karte 1 : 20 000000. — [201]) Die Frage ist eine viel umstrittene. A. Nehring, „Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit". (Berlin 1890) und „Die Ursachen der Steppenbildung in Europa" (nach Bogdanow in Geogr. Zeitschr. I, 1895, 152 ff.) Penck glaubt im Rhonegebiet (Lyon) eine Grenze zwischen dem interglazialen Löß an der Kontinentalseite Mitteleuropas und der Bildung roter Erden in Südeuropa gefunden zu haben; Geogr. Zeitschr. II, 109). — [202]) S. Näheres bei Walther, Lithogenesis, 811. — [203]) v. Richthofen unterscheidet im Gebirgsland noch „Regionen des Ebenmaßes zwischen Zerstörung und Fortschaffung", die man besser auf die übrigen Bodenarten aufteilen wird. Dem „Gebirgsschutt" muß der größere Teil der Flächen zugewiesen werden.

mehr mit den absterbenden Pflanzenresten mischt und die bei der Verwesung sich bildenden Säuren auf den Boden chemisch einwirken. Es bildet sich der Humusboden[204]); oft nur wenige Zentimeter, manchmal einige Meter mächtig, ist er zugleich der Sitz einer Tierwelt, die an seiner Umgestaltung arbeitet; Regenwürmer und Ameisen, Termiten und Krebse beteiligen sich an diesem Vorgang. — Wo aber die verwesenden Pflanzenreste unter Wasser sich anhäufen und hier nur äußerst langsam in Zersetzung übergehen, bildet sich eine mehr und mehr anwachsende Bodenart wesentlich organischer Substanz, der Moorboden, der typische Begleiter der Gegenden stillstehender Gewässer bei nahrungsarmem Boden, sobald diese von moorbildenden Pflanzen erreicht werden (Torfmoose, Wollgräser, Heidekraut usw.).

V. Die Geländeformen.

§ 150. Literarischer Wegweiser. Seit länger lagen innerhalb der deutschen Literatur drei umfassende Versuche, die Geländeformen auf genetischer Grundlage zu klassifizieren, vor, auf die schon in § 116 hingewiesen ist. v. Richthofen hatte in seinem Führer für Forschungsreisende (1886, 631—709, die Hauptformen der Bodenplastik) mit Aufstellung der wichtigsten genetischen Typen die Grundlinien für eine neue, über die alte orographische oder plastische Geländebeschreibung hinausgehende Richtung der Morphologie gezogen, sich hinsichtlich der Anwendung bestimmten Vorkommnissen gegenüber mehr auf Andeutungen beschränkend. — A. Pencks (Morphologie, II 1894, die Landoberfläche. Das Meer) systematischer Versuch zeichnete sich weniger durch übersichtliche Anordnung des Stoffes als durch treffende Begriffsbestimmungen aus. Seine für die damalige Zeit noch etwas befremdliche Unterordnung der primären Vollformen unter die sekundären kleinen Hohlformen des Geländes kann als Vorläuferin für die neuesten Anschauungen angesehen werden. Ein eigentliches System genetischer Klassifikation ausgehend von sechs Grundformen ist von Penck erst nachträglich gegeben[1]). — A. Supans Grundzüge d. phys. Erdkunde (1896, 5. Abschnitt, Morphologie des Landes, später stark erweitert mit reichen Literaturnachweisen, 6. Aufl. 1916, 629—819) sucht dagegen möglichst vollständige Entwicklungsreihen der Oberflächengebilde aufzustellen, ohne sich zu weit in Unterabteilungen eines Systems einzulassen. Ein großer Vorzug seiner lichtvollen Darstellung ist hierbei die stete Anknüpfung an tatsächliche, besser erforschte Vorkommnisse und die kritische Stellungnahme gegenüber anderen Erklärungsversuchen. Die fraglichen Abschnitte können daher dem Leser des vorliegenden Lehrbuchs als Ergänzung aufs angelegentlichste empfohlen werden.

Im Laufe der letzten Jahrzehnte machte sich eine neuere, in Nordamerika besonders gepflegte Richtung in Forschung und Lehre auch in Deutschland, England, Frankreich usw. geltend. Sie beschränkt die geographische Morphologie, die dort gern als Physiographie bezeichnet wird, im wesentlichen auf die Betrachtung der Umbildung der Landformen unter dem Einfluß der exogenen Kräfte. Aus den zahlreichen Schriften des Hauptvertreters, W. Morris Davis, sei auf das elementare Werkchen „Physical geography" (Boston 1901), und seine gesammelten „Geographical Essays" (ed. by D. W. Johnson, Boston 1909) verwiesen. Das erstere ist von Davis und G. Braun deutsch als „Grundzüge der Physiogeographie" (Leipzig und Berlin 1911) veröffentlicht, in 2. Aufl. ward es von G. Braun allein bearbeitet (I. Grundlagen und Methodik 1917, II. Morphologie 1915). Das zusammenfassendste Werk sind die von Davis in Berlin gehaltenen wortreichen Vorlesungen, von A. Rühl u. d. T. „Die erklärende Beschreibung der Landformen" (Leipzig 1912) heraus-

[204]) F. Senft: Humus-, Torf-, Marsch- und Limonitbildung, Leipzig 1862; P. E. Müller, Studien über die natürlichen Humusformen, Kopenhagen 1887; E. Ramann, Bodenkunde, 3. Aufl.; Berlin 1911.

[1]) Rep. VIth Intern. Geogr. Congress, London 1896. 735—41: Geomorphologie u. geomorphologische Nomenklatur.

gegeben. Eine Ergänzung bildet A. Rühls Abhandlung „Eine neue Methode auf dem Gebiete der Geomorphologie" (Fortschr. d. naturw. Forschung, her. v. Abderhalden, VI. 67—130). Wesentlich auf gleichem Standpunkt stehen E. de Martonne in seinem reichillustrierten Abschnitt „Le relief du sol." (Traité de géogr. phys. 1909, 369—708), sowie F. Machatschek in der „Geomorphologie" (Leipzig 1919).

Im übrigen dürfte der Höhepunkt dieser dem Studium der Morphologie reiche Anregung aber auch die Gefahr des Schematisierens bietende Bewegung überschritten sein. Zur Kritik der Methode sei auf A. Hettners zahlreiche methodische Aufsätze in der Geogr. Zeitschrift verwiesen, die jetzt in dem Werk „Die Oberflächenformen des Festlandes" (Leipzig 1921) erweitert zusammengefaßt sind. Vergl. ferner Supans Grundzüge (6. Aufl. 1916 passim), S. Passarge: „Physiolog. Morphologie" (Hamb. 1912) und „Grundlagen der Landschaftskunde III, 1919, 516 ff.). Letzteres Werk bietet zurzeit wohl die umfassendste Klassifikation der Landformen, Formenkreise u. Sammelformen nach streng in kurzen Stichworten durchgeführter Systematik (das. 468—515). Genannt seien ferner A. Pencks Beitrag zu Soobels Geogr. Handbuch (5. Aufl. 1909, 135—773, Typische Struktur- u. Skulpturformen) sowie O. Wilckens „Allg. Gebirgskunde" (Jena 1919).

Aus der neuern Richtung der Morphologie, die sich vorzugsweise mit den Kleinformen der Landoberfläche in ihren unausgesetzt an der Umgestaltung der Landschaften arbeitenden Wirkungen beschäftigt, ist ein eindringenderes Studium der topographischen Karte hervorgegangen, das eine ganze Reihe von Publikationen zu unterstutzen sucht. So finden sich in E. de Martonnes Traité de géographie physique (1909) zahlreiche Hinweise auf typische Beispiele der Geländeformen im Bereich topographischer Karten; das Gleiche ist von G. Braun in den von Davis herausgegebenen „Grundzügen der Physiographie" in jedem Kapitel durchgeführt. Die Auswahl aus der topographischen Landeskarte der Verein. Staaten, welche H. Gannet als „Physiographic Types" (10 Bl. Fol. Washington 1898) veröffentlichte, ist besonders lehrreich, nur reicht die Darstellungsweise des Reliefs in farbigen Höhenschichten nicht immer zum vollen Ausdruck des Typischen aus. Viel reichhaltiger noch ist das Werk „The Interpretation of Topographic Maps" von R. D. Salisbury und W. W. Atwood (U. S. Geological Survey, Professional Paper Nro. 60, Washington 1908 in 4°), das mit kurzem Text (80 S.) 170 Tafeln oder Ausschnitte aus der topograph. Karte erläutert. Einen gleichen Zweck verfolgt General Berthauts „Topologie. Étude du Terrain" (Service géographique de l'Armée. 2 Bde. Paris 1909/10 in 4°); die etwa 280 Kartenbeilagen sind größtenteils den topographischen Karten Frankreichs und Algeriens entnommen[2]). Die K. Preuß. Landesaufnahme gab 1910 „40 Blätter der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000, ausgewählt für Unterrichtszwecke" heraus, zu denen W. Behrmann Erläuterungen schrieb (Berlin 1912).

§ 150a. Grundsätze der Einteilung. Wer den Gang der Erforschung unserer Erdoberfläche überschaut, kann daran nicht Anstoß nehmen, daß erst die jüngste Zeit uns Versuche zu einer natürlichen Einteilung der Geländeformen gebracht hat. Man verweilte zwar von jeher bei dem Gegensatz von Berg und Ebene, lernte allmählich die ausgesprochenen Erhebungen der Erdrinde in ihrer Lage und horizontalen Ausdehnung, schließlich auch nach gewissen Höhenstufen kennen — aber in ihrer gesamten äußeren Gestaltung doch erst im 19. Jahrhundert, auf Grund von zahllosen Beobachtungen und Messungen. Alle diese Gesichtspunkte haben im Laufe der Zeit Anlaß zur Aufstellung von Einteilungen gegeben, wie sie dem einzelnen Zeitalter genügten. Seit man jedoch auch mehr in den inneren Bau

[2]) Vergl. E. Hammer in Pet. Mitt. 1911, I, 257.

der Geländeformen eingedrungen ist und sie als solche erkannt hat, die steten Veränderungen unterliegen, ist man bestrebt, auch den Gesichtspunkt ihrer Entstehungsweise mit hereinzuziehen. Hierdurch ist die Aufgabe der Einteilung eine schwierigere geworden und, was für das Anfangsstudium besonders mißlich, die Darstellung durch das Wort ist damit derjenigen im Kartenbild wieder weit vorausgeeilt. Dazu kommt, daß unsere Kenntnisse der Erdoberfläche durchaus noch nicht genügen, alle Formen nach ihrer Bildungsweise zu erklären.

Getreu unserm Plan, in das Kartenstudium einzuführen, wollen wir daher zunächst kurz die von der Übersichtskarte abzulesenden Großformen — die orographischen oder plastischen Gattungen — betrachten, diese dann unter gewisse geographische Gesichtspunkte stellen und zuletzt zeigen, welcher innere Zusammenhang zwischen äußerer Form und innerem Bau besteht, sie auch nach ihrer Bildungsverwandtschaft kennzeichnen, und zwar wiederum besonders, soweit sich die Eigentümlichkeiten auf der Landkarte erkennen lassen.

§ 151. Die orographischen oder plastischen Gattungen. Wir gehen der leichteren Orientierung wegen hierbei von den Großformen aus, welche die bisher besprochenen Landflächen wie Erdteile und Regionen in Landschaften zerlegen. Unter einer solchen verstehen wir ein kleineres oder größeres Stück der trockenen Landoberfläche, das durch eine vorherrschende Form der Oberflächengebilde ausgezeichnet ist. Erst nachmals werden die Kleinformen zur Besprechung gelangen, welche die feinere Ausgestaltung der Außenseite der Landschaften bewirken; halten wir aber daran fest, daß einzelne Kleinformen als typische Begleiter von Großformen auftreten, wie z. B. gewisse Talformen bei bestimmten Gebirgsformen, so daß dieser Punkt zur Kennzeichnung orographischer Kategorien, auch der Großformen, bereits mit herangezogen werden muß.

Mehr oder weniger gegeneinander geneigte Flächen setzen die Geländeformen zusammen. Zwei wesentliche Gegensätze treten uns hierbei sofort entgegen: Einmal weite Gebiete mit äußerst geringem Wechsel der Oberflächenneigung, sodann solche mit starkem Wechsel auf kleinem Raum. Die ersteren pflegt man seit Alters Ebenen zu nennen, die anderen Gebirge, obwohl streng genommen beides nur Grenzformen innerhalb zweier sich gegenüberstehender Gattungen sind.

1. Ebenen und Flachböden. Im wahren Sinn des Worts sind nur äußerst kleine Teile der Landfläche wirklich eben wie der Spiegel des Meeres (wenn wir hier, wie bei allen folgenden Betrachtungen von der Erdkrümmung absehen). Aber wo die Ungleichheiten des Bodens für das Auge verschwinden, der Horizont an der offenen Grenze der Landschaft uns gleich weit wie am Meeresstrand erscheint, ist der Ausdruck „Ebene“ gerechtfertigt. Vorherrschend sind jedoch weite Gebiete, in denen wellige Erhebungen, wenn auch von äußerst schwachem Anstieg, mit gleich flachen Einsenkungen wechseln. Sie erscheinen uns im Verhältnis zur horizontalen Ausdehnung des Gebietes eben. Nennen wir jedoch diese allgemeiner auftretende Form „Flachböden“[3]), so ist die Ebene, wie angedeutet, ihr Grenzfall. —

[3]) v. Richthofen, Führer, 630.

Unwillkürlich verbinden wir mit dem Begriff der Ebene den der wagerechten Erstreckung. In der Theorie der Bergstrichzeichnung (§ 111) ist es die voll beleuchtete und darum weiß gelassene Fläche, welche die Ebene auf der Landkarte bezeichnet.

Tatsächlich finden sich in der Natur, wenn wir von Seespiegeln absehen, nur sehr kleine wagerechte Ebenen. Meist sind sie ein wenig gegen die Horizontale geneigt, was man im allgemeinen auf der Karte an der Richtung der über sie hinfließenden Gewässer erkennt. In zahllosen Fällen gibt uns also das sog. hydrographische Netz die einzigen Anhaltspunkte, um die Neigung der Flachböden von der Karte abzulesen, obgleich auch dies bei tiefer eingeschnittenen Flüssen täuschen kann. Bei Karten großen Maßstabes kann man mit zarten Bergstrichen den schwachen Neigungen solcher Flüsse noch Ausdruck geben. Es gibt aber auch geneigte Ebenen, die unmerklich ansteigend bedeutende Höhen erreichen, wie die Prärien in Nordamerika. Sie bieten begreiflicherweise infolge ihrer Neigung dem ihre Oberfläche umgestaltenden Wasser ganz andere Angriffspunkte als die nahezu wagerechten Ebenen.

2. Die Grundformen des aufragenden Landes oder der Landerhebungen sind mannigfaltiger, in die Augen springender. Sie setzen sich aus mindestens zwei gegeneinander geneigten Flächen, die sich in erhabenen Winkeln treffen, zusammen. Früher begriff man alle Erhebungen unter den Namen „Berg“[4]), und die historische Entwickelung der Wissenschaft zeigt sich darin, daß man die gesamte Lehre von den Geländeformen — mit Einschluß der Ebenen — noch gern unter den Namen der Bergkunde, Orographie, zusammenfaßt. Den Großformen der Landerhebungen geht meist — aber nicht immer — eine entsprechende Einzelform des Berges nebenher. So tritt die flachste Erhebung, die Landschwelle, mit unmerklich ansteigenden, widersinnig (d. h. nach entgegengesetzten Richtungen) entwässerten Flanken und flachem Scheitel örtlich als Hügel auf. — Fällt eine zweite Fläche von einer horizontalen oder schwach geneigten Ebenheit unter deutlichem Winkel ab, so entsteht die Stufe, die hier und da bei bedeutender Vertikalerstreckung der schräggestellten Böschung oder des Gehänges die Eigenart eines Gebirges annehmen kann und dann Landstufe genannt wird. Sie besitzt nur an einer Seite einen Gebirgsfuß und im allgemeinen nur dann eine Kammlinie, wenn Stufenfläche (der höher gelegene wagerechte Flügel) und Stufengehänge widersinnig entwässert werden. In der Stufe haben wir zugleich die erste Geländeform, die bei unserem Verfahren der Geländedarstellung auf Karten deutlich durch Bergstriche zum Ausdruck kommt. Das Gehänge muß der starken Neigung wegen mit wesentlich dunkleren Strichen bezeichnet werden. (Näheres im § 160.) — Bei dachförmigem Abfall zweier geneigter, durch einen First (Kammlinie) verbundener Gehänge sprechen wir von einem Gebirgskamm, und wenn bei linearer Erstreckung einer Erhebung eine breitere Scheitelfläche die Kammlinie ersetzt, von einem Gebirgsrücken (Bergrücken). Die nach entgegengesetzten Seiten gerichteten Bergstriche einer Terrainkarte werden also im ersten Fall scharf zusammenstoßen, im zweiten durch eine weiße oder milder gestrichelte Fläche getrennt sein. Beide Formen kommen in der Natur seltener als selbständige Erhebungen

[4]) Vergl. E. Obst, „Terminologie und Klassifikation der Berge“, hier Berg im engern Sinn, als „eine mit deutlichem Absatz aus einer Ebenheit aufragende, durch ein allseitiges Gehänge begrenzte Erhebung von geringem Ausmaß“ gekennzeichnet (Pet. Mitt. 1914, I 177—83, 241—50, 301—10).

vor, in welchem Fall man sie als Kammgebirge (Teutoburger Wald) oder Rückengebirge (Thüringer Wald) bezeichnen würde, sondern mehr als Glieder zusammengesetzter Gebirge.

3. Diesen einfachen Großformen der Erhebung stellen wir zusammengesetzte Erhebungsformen an die Seite:

Das Tafelland ist plastisch ein Flachboden, dessen Flächenausdehnung beträchtlich die rings abfallenden Gehänge an Größe übertrifft. Ist die Oberfläche eines solchen Gebildes unruhiger, von Höhen und tieferen Tälern durchzogen, so hat sich für dasselbe, namentlich in der französischen und englischen Literatur, der Name „Plateau" eingebürgert, welchen manche durch Hochland oder, je nach der Entstehung, durch Spezialbezeichnungen zu ersetzen wünschen (s. S. 381). Zurzeit findet er sich noch auf allen Karten (Karstplateau, französisches Zentralplateau, Koloradoplateau in Amerika[5]).

Unter den Namen Massengebirge oder Massiv faßt man geschlossene Gebirgserhebungen ohne ausgesprochene Gliederung des Umrisses oder ohne bestimmte Erhebungsrichtung zusammen. Ein strahlenförmiges Talsystem pflegt ihnen eigen zu sein. Sie treten bald als einzelne Gebirgskerne in größeren Gebirgen auf (wie Ortler, der Adamello usw. in den Alpen, Atlas, Taf. 23), bald als für sich bestehende Erhebungen mit stark wechselnder Oberfläche (Sierra Nevada de St. Martha in Südamerika). Die neuere Morphologie beschränkt den Namen gern auf einheitliche Erhebungen kristallinischer Gesteine. Auch innerhalb der großen Regionen sind wir dem gleichen Namen bereits begegnet (Brasilien S. 368).

Gegenüber diesen Formen von weniger ausgeprägtem Umriß markiert sich das Kettengebirge wieder deutlicher von der Karte ab. Es setzt annähernd gleiche Längsrichtung oder Längsanordnung der im Gebirge vereinigten Teile, seien dies Gebirgskämme oder Massive, voraus, so daß parallele Kammlinien und Längstäler die begleitenden Erscheinungen sind. Dieser Form gehört die Mehrzahl der großen Gebirge der Erde an, und sie ist meist auf den gleichen Bildungsvorgang zurückzuführen (s. u. Faltengebirge § 162).

Eine eigene Erhebungsform tritt im sog. Gebirgsknoten auf, der bei näherer Betrachtung sich als ein System seitlich hart aneinander gepreßter Kettengebirge erweist, die aus verschiedenen Richtungen zusammenstrahlen (der große zentralasiatische Gebirgsknoten mit dem Hochland Pamir, Atlas, Tafel 38). — Bedeckt eine Anzahl von Kettengebirgen von annähernd parallelem Verlauf eine Landschaft, ohne miteinander in Gebirgsknoten zu verwachsen und ohne ausgedehnte Ebenen zwischen sich zu lassen, so bezeichnet man dies als Rostgebirge[6]) (Südchina, Atlas, Taf. 38).

[5]) v. Richthofen (Führer, 679) meint, daß man im Deutschen den Ausdruck „Plateau" entbehren könne unter Kirchhoffs freudigster Zustimmung, daß „v. R. uns von dem törichten und schulmeisterlichen Franzosenwort befreit habe" (s. Baumeisters Handb. der Erz.- u. Unterrichtslehre für höhere Schulen, Bd. IV, 1895, 47). Demgegenüber erkennt der Verf. mit Supan (a. a. O. 1896, 437; 1916, 631), Penck (II, 146) u. a. in dem seit 150 Jahren in der geographischen Literatur vollkommen eingebürgerten Wort eine zurzeit noch unentbehrliche Bereicherung unserer Kunstsprache, zumal wenn man den Begriff des Tafellandes auf Gelände mit horizontalem Schichtenbau beschränken will. — [6]) v. Richthofen, Führer, 633; Penck II, 188 faßt diesen Begriff enger.

Eine Berggruppe endlich oder auch ein Gruppengebirge besteht aus enger mit ihrem Gebirgsfuß verwachsenen, an sich aber selbständigen Einzelerhebungen, wie dies bei Vulkanbergen nicht selten ist (Siebengebirge am Rhein).

4. Die Senken. Alle soeben aufgeführten Gebilde gehören zur Gruppe der Vollformen, die ihre mehr oder weniger erhabene Oberfläche nach außen kehren. Betrachtet man jedoch die Erdoberfläche von oben, wie wir das beim Kartenbild gewohnt sind, so können alle zwischen den Vollformen sich ausbreitenden Landstriche als Hohlformen aufgefaßt werden, wenn sie auch in Wahrheit nur minder erhabene Teile der gekrümmten, nach außen konvexen Erdoberfläche sind. Den größten Vollformen der Erde, den Kontinenten, stehen die Becken der Ozeane als Hohlformen gegenüber. Ebenen und Flachböden, die von Erhebungen, und seien diese noch so flach, umgeben sind, nennt man Senken. Bei den tektonischen Vorgängen sind wir solchen in typischer Form bereits begegnet (Grabensenke, Kesselbruchsenke, § 130, 2). Handelt es sich um sehr ausgedehnte flache Hohlformen, so spricht man von Landsenken. Die Aralokaspische Senke erweitert sich bis zur Größe einer Region (S. 365). Bei nicht ausgesprochen länglichem Umriß ist der Ausdruck Becken (das „große Becken" in Nordamerika, Atlas, Taf. 42, das Tarimbecken in Zentralasien, Taf. 38), bei länglicher Form der von Mulden (Muldensenke: Dsungarische Mulde zwischen Altai und Tienschan, Taf. 38) üblich. Die Senken bilden also nicht eine dritte Gattung von Geländeformen neben Flachböden und Gebirgen, sondern der Begriff setzt ein flaches Oberflächenstück nur zur überragenden Umgebung in Beziehung.

5. Die Kleinformen[7]). Auch hier treten sich Voll- und Hohlformen gegenüber, zwischen denen sich die neutrale Form der Ebene bewegt. Unter der ersten Gruppe genügt es, die Stufe und den Berg zu unterscheiden, jene durch ein einseitiges, dieser durch ein allseitiges Gehänge begrenzt. Die Grundformen des Berges lassen sich auf den Kegel, die Kuppe, den Kamm-, Rücken- und Tafelberg zurückführen.

Nur die beiden ersten haben einen ausgesprochenen Gipfel[8]); der Kegel endigt in einer stumpfen Spitze und seine rings abfallenden Gehänge steigen vom Fuß in stetigen konkaven Flächen allmählich steiler empor (Atlas, Taf. 5). Die Vulkane vertreten diese Form am reinsten. Die steilsten Böschungswinkel übersteigen nach oben selten 30°. Und wenn uns in Bergprofilen der Aufstieg viel steiler erscheint, so rührt dies allein von der durch die Raumverhältnisse bedingten Überhöhung her (S. 242). Die Kuppe (oder der Kopf) hat einen flachen abgerundeten Gipfel, und ihr Profil zeigt wesentlich konvexe Krümmungen nach außen (Atlas, Taf. 5). Vom Kammberg ist oben bereits gesprochen, die Kammlinie verbreitert sich beim Bergrücken zum sanftgebogenen Rücken und im Tafelberg zur ebenen Fläche.

Die kleinen Hohlformen des Geländes sind es, die vom fließenden Wasser aufgesucht oder selbst von diesem in die Oberfläche eingegraben wer-

[7]) Die hier genannten fünf Kleinformen sind — unter Hinzurechnung der Höhle — die von Penck (s. Anm. 1) aufgestellten sechs „Grundformen", die den Formenschatz der Erdoberfläche bedingen. Er leitet die Formengruppe oder die Landschaft aus den „Formengesellschaften" ab. — [8]) Näheres über Gipfelformen, die früher das Hauptkapitel der Orographie in geographischen Lehrbüchern bildeten, bei Penck, II, 147 ff., ferner E. Obst, Anm. 4.

den. Leicht ist die geschlossene Form des Beckens oder der Wanne[9]) mit annähernd ebenem Boden und allseitig nach diesem abfallenden Gehängen von der langgestreckten, schmalen, mindestens nach einer Seite geöffneten Hohlform des Tales mit einseitig geneigter Sohle[10]) und parallelen Böschungen zu unterscheiden. Es ist wichtig, sich dieses Gebilde auch ohne die zwar selten fehlende Wasserverhüllung vorzustellen, wenngleich sie auf den Landkarten fast immer nur als Seebecken und Flußtäler zur Darstellung kommen.

Wir nannten die Kleinformen oben die Begleiterscheinungen der Großformen (S. 375). Bei ihrer Kleinheit pflegen sie auf Übersichtskarten mit Verkleinerung des Maßstabes allerdings mehr und mehr zu verschwinden. Treten sie innerhalb einer Großform gesellig in typischer Form auf, überlagern Einzelberge z. B. deren Oberfläche massenhaft oder greifen die Hohlformen wie Täler und Seen tiefer in dieselben ein, so kann der ursprüngliche Charakter der Großform bis zur Unkenntlichkeit umgestaltet werden. Der Kartograph muß in solchem Fall schematisch vorgehen und, soweit es der Kartenmaßstab gestattet, eine möglichst große Zahl der Kleinformen eintragen, um dem Beschauer die eigentümliche Ausgestaltung der Oberfläche in die Augen springen zu lassen.

§ 152. Die Einteilung der Großformen nach der Lage. Einem überwundenen Standpunkte gehört die besonders im 18. Jahrhundert übliche, auf Gebirgserhebungen beschränkte Klassifikation nach den Himmelsrichtungen an (Berg-Meridiane und -Parallelen, Gebirge bezogen auf die Ekliptikschiefe usw.[11]). Derartige Betrachtungen sind heute durch die begründetere Gruppierung nach gewissen gemeinsamen Erhebungs- und Streichungsrichtungen oder nach Leitlinien ersetzt, die indessen zu keiner Artenbildung der Formen führen.

Dagegen ist die Unterscheidung nach der Festlandslage (Kontinentalität) um so maßgebender geblieben, je mehr man die klimatische Bedeutung einer Binnen- oder Randlage in ihrem Gegensatz[12]) erkannt hat. Bei ringsum eingeschlossener Binnenlage herrscht vorwiegend trockenes Klima vor, im andern Fall besteht die größere Möglichkeit des Eindringens von Seewinden und damit von Niederschlägen. Tatsächlich beschränkt man diese Unterscheidung auf die Senken. Die weitaus meisten Senken sind zentrale oder Binnensenken und als solche vielfach abflußlos, mit leeren Wannen und mit Salzseen bedeckt. Peripherische oder Randsenken dagegen wie die Chinesische Ebene, Hindostan, Mesopotamien, die Poebene sind reicher bewässerte Gebiete. Zu dieser Gattung von Randsenken gehören schließlich auch die Randmeere (S. 284), nur ist bei diesen die Hohlform vollkommen unter den Meeresspiegel getaucht.

---

[9]) Der von Penck vorgeschlagene Ausdruck „Wanne" (Verh. d. IX. D. Geogr.-Tages zu Wien 1891, 29) ist als „überflüssiges Synonym" für Becken von verschiedenen Morphologen bestimmt abgelehnt worden (s. Löwl, Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1894, 469). Indessen kann er in der Beschränkung auf die ringsgeschlossene Kleinform, die „leere Wanne" im Gegensatz zum wassergefüllten Seebecken im Einzelfall von Nutzen sein. — [10]) S. Penck II, 59. — [11]) J. Chr. Gatterer, Abriß der Geographie 1775, 92; O. Benl, Frühere u. spätere Hypothesen ü. d. regelmäß. Anordnung d. Erdgebirge n. d. Himmelsrichtungen (Münchener Geogr. Studien, her. v. S. Günther, Nr. 17, München 1905). — [12]) Pencks scheinbar neue Einteilung der Erdoberfläche in Flächen gleichsinniger (zum Meere abfallender) und ungleichsinniger Abdachung (Verh. des IX. D. Geogr.-Tages 1891: Die Formen der Landoberfläche), sowie in Tal- und Wannenlandschaften ist im Grunde nur eine Umschreibung oben genannten Verhältnisses.

Der Begriff des Randgebirges hat mit der eben besprochenen mehr oder weniger kontinentalen Lage nichts zu tun, sondern setzt eine Gebirgserhöhung nur mit einem unmittelbar benachbarten Tafelland oder Plateau in Beziehung. Das Himálajagebirge ist ein Randgebirge des Hochlands von Tibet, da letzteres sich hart an den Nordfuß des ersteren anlehnt; das „große Becken" Nordamerikas ist von Randgebirgen umgeben (Atlas, Taf. 42, Profil).

Der früher vielfach gebrauchte Ausdruck „Hochland mit aufgesetzten Randgebirgen" muß aber vermieden werden, da hierdurch beide Gebilde in eine falsche Verbindung rücksichtlich der Entstehungsweise gebracht werden. Er würde voraussetzen, daß sich die Schichten der Hochfläche unter dem Gebirge gleichmäßig fortsetzen wie etwa der Boden, über welchem ein Vulkan aufgeschüttet worden ist, was aber bei den Randgebirgen kaum je der Fall ist.

Der Name Scheidegebirge kann für die trennende Gebirgsschranke zweier Flachböden (Kastilisches Scheidegebirge) beibehalten werden, da er ausschließlich eine Bezeichnung der Lage in sich schließt.

§ 153. Höhenklassen. Früher als diesen Unterscheidungen nach der Lage hat man der dritten Dimension, der Höhe, bei der Einteilung der Großformen Rechnung zu tragen gesucht. Man ist aber über die von C. Ritter und Humboldt gelegten Grundlinien kaum hinausgekommen. Das könnte verwundern bei der außerordentlichen Zunahme unseres tatsächlichen Wissens über Höhen und Tiefen der Erdoberfläche. Es ist aber andererseits für jeden verständlich, der sich vergegenwärtigt, wie unvollständig dasselbe trotz unserer anschaulichen Karten auch heute noch ist, und wie wenig man das gewonnene Material rechnerisch zu Mittelzahlen usw. verarbeitet hat. (Vergl. § 173: Orometrische Werte.)

Die Abstufungen knüpften zunächst ausschließlich bei der absoluten Höhe über dem Meeresspiegel an und suchten Stufenleitern der Höhe, bis zu welcher Gesamterhebungen und Gebirge ansteigen, aufzustellen.

Die Schwellenwerte haben einesteils mit der Erweiterung der Kenntnisse von den mächtigen Massenerhebungen der Erdrinde eine Erhöhung, anderenteils mit dem Übergang vom Fuß- zum Metermaß eine rein formelle ziffernmäßige Änderung erfahren, die mit der Abrundung bald zu einer Erhöhung, bald zu einer Erniedrigung führt.

1. Als Tiefland faßt man seit hundert Jahren die untere Stufe der Landhöhen bis rund 200 m Höhe (früher 500′ = 160 m) über dem Meeresspiegel zusammen. Es war eine große Errungenschaft, als man dies durch Einführung von Flächenkolorit auf den Karten zur Anschauung brachte (S. 240). Die Eintragung von 200 m Isohypsen bietet den Anhalt zur Abgrenzung des Tieflandes, man darf aber nie vergessen, daß diese Höhenlinie einer mathematischen Linie entspricht, welche sich nur ganz im allgemeinen den Geländeformen im Tiefland anschmiegt.

Es muß der Zukunft vorbehalten bleiben zu untersuchen, ob nicht eine andere Zahl, wie etwa 300 m, besser das Tieflandsganze von den höheren Erhebungen scheidet. Eine hypsometrische Berechtigung, wie man sie für die Flachsee- oder Schelfgrenze (S. 271) durch eine ausgeprägtere Stufe nachweisen zu können glaubt, besteht auf dem Lande für jene obere Tieflandsgrenze nicht.

Klimatische Höhenunterschiede machen sich innerhalb dieser Stufe in allen Erdzonen noch wenig geltend. Beträchtlichere Erhebungen bleiben bei solcher Abgrenzung vom Tiefland ausgeschlossen. Die Erosion kann nicht

so tiefe Furchen in die Oberfläche einschneiden, weil ihr das Gefäll mangelt, aber benachbarte Höhenunterschiede von 100—150^{m} können doch bereits ein ziemlich unruhiges Oberflächenbild erzeugen, wie sich dies z. B. im norddeutschen Flachland zeigt. Die Tiefebene ist also nicht mit Tiefland gleichbedeutend; sie nimmt in der Regel die untere Stufe desselben ein und innerhalb der Tiefebene unterscheidet man noch die tiefer gelegenen Landstriche als Niederung[13]); die unter dem Spiegel des Meeres gelegenen als Tiefsenken oder Depressionen schlechtweg.

Die Depressionen[14]). Die größte unter diesen von mehr als 730000^{qkm} Fläche ist im Bereich des Kaspischen Meeres, dessen Spiegel man zu — 26^{m} unter dem des Schwarzen Meeres gefunden hat[15]) (Atlas, Taf. 32). In Holland wird eine solche Depression von etwa 8—10000^{qkm}, die Provinzen Holland und Seeland umfassend, nur durch Deichbauten vor dem Überfluten geschützt; es handelt sich hier meist nur um Flächen in sich zusammengesunkenen Bodens (Atlas, Taf. 18). Die Schotts in Afrika am Südrand des Hochlands von Algier (—30^{m}) und am Nordrand der Lybischen Wüste reichen —30^{m} bis —50^{m} unter den Meeresspiegel. Ähnliche Stellen finden sich im Osten des Abessinischen Hochlandes, wo der Assalseespiegel in —174^{m} liegt, und in der Verlängerung des Golfs von Kalifornien (32° Br. Atlas, Tafel 43); auch inmitten Zentralasiens hat sich am Südrand des Tienschan (90° Ö. L. Taf. 38) eine solche gefunden, welche sich lang hinzieht und bis —130^{m} herabreicht[16]). Die tiefste Depression bildet die Grabensenke des Jordantals und des Toten Meeres, dessen Spiegel — 394^{m} unter dem des Mittelmeeres liegt. Übrigens sind manche ähnlichen Senken durch die darüber ausgebreiteten Seespiegel verdeckt (Kryptodepressionen)[17]). Zahlreiche Seen am Südrand der Alpen wie im Bereich der alten Vergletscherung Nordeuropas und Nordamerikas greifen mit ihrem Seeboden unter die Hauptniveaufläche der Erde, d. h. unter den Meeresspiegel, herab, am tiefsten wie es scheint im Baikalsee (—1047^{m}) und im Toten Meer (—793^{m}). Depressionen finden sich vielfach auch an Flachküsten hinter Dünenwällen.

2. Hochland. Wenn sprachlich der einfache Gegensatz von Tiefland mit Hochland zu bezeichnen ist, so wie man in vielen Gebirgsgegenden Unter- und Oberland oder in Schottland die „Lowlands“ und „Highlands“ einander gegenüberstellt, so wird man dennoch nicht alles über 200^{m} aufragende Land „Hochland“ nennen dürfen. Als dieses Wort in die Geographie gleichbedeutend mit Plateau eingeführt wurde, verstand man darunter ausschließlich die großen mächtigen Anschwellungen des Festlandes wesentlich im Gegensatz zur eigentlichen kammartigen Gebirgserhebung, also im allgemeinen eine Gesamterhebung mit Einschluß aller damit verwachsenen Flachböden und Gebirge. Hochasien stellt danach das größte und höchste

---

[13]) Wie unsicher alle diese Begriffe noch sind, mag man daraus ersehen, daß ein so tüchtiger kartographischer Systematiker wie Hermann Berghaus zuerst unter Niederung die obere (300—500′), unter Tiefland die untere Stufe (0—300′) verstanden wissen wollte (Stielers Handatlas, Bergkarte von Deutschland, entworfen 1857), später alles Land von 0—200^{m} als „Niederung“, die Depression unter dem Meeresspiegel als Tiefland bezeichnete (Stielers Handatlas, Ausgabe von 1890, Bl. 4). — [14]) S. die Zusammenstellung der wichtigsten Depressionen bei G. R. Credner, Relictenseen (Erg.-Heft Nr. 86 zu Pet. Geogr. Mitt. 1887, 33, mit Karte 1 : 135000000), und Penck, Morph. II, 237 ff. Vergl. auch Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 19. — [15]) Nach dem Nivellement von Fuß, Sawitsch und Sabler, 1836—37, veröffentlicht v. F. W. G. Struve in Beschreibung der zur Ermittelung d. Höhenunterschiedes zwischen Schwarzem und Kaspischem Meere angestellten Messungen, Dorpat, 1849. — [16]) Pet. Mitt. 1891, 126. — [17]) J. Cvijić, Les cryptodépressions de l'Europe (La Géographie V, 1902, 447 ff.); Halbfaß, in Globus (LXXIX, 1901, 67); P. Stolpe, Les cryptodépressions de l'Europe septentr. (La Géographie XIX, 1909, 275).

Hochland der Erde dar. Wir sprechen von einem Hochland von Tibet, von Bolivia, von Peru, von Südafrika, von Dekan usw. in diesem allgemeinen Sinne des Wortes.

Indem C. Ritter Hochländer und Gebirge nach der Höhe einzuteilen versuchte (s. u.), ging er für beide — stillschweigend — von verschiedenem orientierenden Niveau aus; beim Hochlande von einer Höhe, unter welche die tiefern Oberflächenstellen im Mittel nicht herabsinken, beim Gebirge von der Höhe, über welche im Mittel die höchsten Gipfel nicht hinausragen.

Je mehr sich die Oberfläche eines Hochlands der Ebene nähert, um so mehr wird das eben bezeichnete Niveau mit der mittleren Erhebung einer solchen „Hochebene" übereinstimmen. Innerhalb der hypsometrischen Gattungen der Geländeformen spielt daher die Hochebene eine wichtige Rolle. An ihrer Stelle wird man freilich in den meisten Fällen besser von einer Hochfläche sprechen, weil wirklich ebene Flächen, wie sie z. B. im Gebirge oft bei Hochtälern auftreten, zu den Seltenheiten gehören[18]). Tatsächlich ist bis heute die genaue mittlere Höhe der meisten Hochflächen, über deren horizontalen Umriß man sich erst verständigen müßte, noch unbekannt. Aber bei jedem Flachboden reicht im allgemeinen schon ein einziger gut gewählter Höhenpunkt aus, um durch Abrundung seiner Höhenziffer nach oben oder unten, je nachdem der gewählte Punkt unter oder über dem mittleren Niveau zu liegen scheint, eine annähernd zutreffende Mittelzahl zu erhalten. Zurzeit ist es nur gelungen, unter den Hochländern eine obere Stufe abzuscheiden, für die uns der Name von Hochplateaus geeignet scheint (statt mit C. Ritter von Hochländern erster Klasse zu sprechen). Der Schwellenwert von 1500 m, der vielleicht besser durch 2000 m zu ersetzen ist, wird meist als untere Grenze für diese angenommen; die höchsten Hochplateaus dürften 5000 m und damit etwa die Lage der höchsten dauernd bewohnten menschlichen Wohnsitze nur wenig übersteigen. Mehr Bedenken hat eine untere Grenze des „Hochlandes" überhaupt erregt. Indessen ist festzuhalten, daß in kleinen Verhältnissen selbst Flächen von 3—400 m Mittelhöhe sich bereits als niedrige Plateaus aus der Plastik der Umgebung abheben (das obere Eichsfeld, Atlas, Taf. 21). Fehlt somit der geeignete hypsometrische Gattungsname, so wird die Art der Hochfläche durch Anfügung einer Höhenziffer etwas näher gekennzeichnet.

Für das Anfangsstudium empfiehlt es sich im hohen Grade, sich nach eigenem Ermessen eine Typenskala nach Art der nachfolgenden aufzustellen und in diese alle von der Karte abgelesenen und in der Mittelhöhe abgeschätzten Erhebungen einzureihen. Hier werden nur einige der bekanntesten Hochflächen nach ganz abgerundeten Mittelhöhen zusammengestellt:

Thüringer Hochfläche	300 m	Kalahari (Südafrika)	1000 m
Oberdeutsche Hochfläche . .	500 m	Tarimbecken	1200 m
Neukastilische Hochebene . .	600 m	Ostafrikanisches Seenplateau .	1200 m
Altkastilische Hochebene . .	700 m	Das „große Becken" Nordamerikas	1500 m
Hochland von Kleinasien . .	1000 m		

Als Hochplateaus reihen sich diesen an:

Koloradoplateau	1800 m	Hochfläche von Ecuador . .	3000 m
Hochfläche von Mexiko . . .	2000 m	Hochebene von Bolivia . . .	4000 m
Armenisches Hochland . . .	2000 m	Pamirhochland	4000 m
Grönländisches Eisplateau . .	2000 m	Hochland von West-Tibet . .	5000 m
Hochfläche von Abessinien .	2000 m		

[18]) v. Richthofen, Führer, 680.

3. Mittel- und Hochgebirge. Den abstufenden Höhenmaßstab gibt für das Gebirge, wie schon angedeutet, die mittlere Höhe der durch die höchsten Gipfelpunkte gelegten Fläche. Solange man diese nicht kennt oder nicht berechnet hat — was in bezug auf die Auswahl der zu berücksichtigenden Gipfel meist mit Schwierigkeiten verknüpft ist, — ist man gezwungen, den Kulminationspunkt des Gebirges (oder einer Gebirgsgruppe) als den Vertreter jener Fläche anzusehen. Seine Höhe pflegt sich übrigens im allgemeinen nicht bedeutend vom Mittelniveau der Gipfel zu entfernen. Ritters Einteilung[19]) in Hügel (1 — 2000′ = 325 — 650 m), niedrige Gebirge 2 — 4000′ = 650 — 1300 m), mittelhohe (4 — 6000′ = 1300 — 2000 m), Alpengebirge (6 — 10000′ = 2000 — 3300 m) und Riesengebirge (über 10000′ = 3300 m) hat sich nicht völlig erhalten, sondern hat der einfacheren Dreigliederung in Berg- und Hügelland, in Mittelgebirge und in Hochgebirge Platz gemacht.

In den Höhenschichtenkarten bietet die 500 m-Linie eine zweckmäßige obere Grenze für das niedrigere Bergland mit Einschluß der niedrigen Hochflächen. Nur der Abrundung wegen hat man die Stufe beim Übergang vom Fußmaß ins metrische heruntergesetzt, da 2000 Par. F. = 649 m. Auf englischen Karten entspricht die 2000′-Höhenlinie (609 m) etwas besser dem metrischen Schwellenwert (500 m).

Eine schärfere ziffernmäßige Höhengrenze zwischen Mittel- und Hochgebirge gibt es dagegen nicht. Der Unterschied zwischen beiden erweist sich, wie wir später sehen werden, auch als ein solcher der Formen von Kammlinien, Gipfeln, Tälern innerhalb der höheren Partien des Gebirges. Er ist wesentlich hervorgerufen durch die stärkere Arbeit der Atmosphärilien im Hochgebirge, die bei der Verschiedenheit der Breitenlagen nicht bei einer festbestimmten Höhenstufe beginnt. Vereinigen wir diesmal einen Überblick über die Höhentypen der Gebirge der Erde mit ihrer räumlichen Verteilung, so ergibt sich ein deutlicher Gegensatz zwischen den beiden von uns geschiedenen Regionen der Erde.

4. Außerhalb der beiden großen Gebirgsgürtel der Erde (§ 127) zeigen die meisten Erhebungen (jetzt) Höhe und Eigenart der Mittelgebirge, während letztere Form selbstverständlich auch in den Vorbergen der Hochgebirge vorherrscht.

Da solche Vorberge sich von der Karte nicht so deutlich wie die isolierten Gebirge abheben, entnehmen wir die Höhentypen ausschließlich diesen letzteren:

Mitteldeutsches Gebirge . . .	1000 m	Französisches Hochland . . .	1900 m
Riesengebirge	1600 m	Alleghanies	2000 m
Ural	1600 m	Australische Alpen	2200 m

Auch wo die Erhebungen in jenen Gebieten vorwiegender Flachböden Hochgebirgscharakter annehmen, übersteigen sie selten die Höhe von 3000 m und merkwürdig oft tritt uns in weit entfernten Gegenden die Zahl von 2700 m als heutiger Kulminationspunkt entgegen.

Skandinavisches Gebirge . .	2600 m	Kardamum-Gebirge (Südindien)	2700 m
Kastilisches Scheidegebirge .	2600 m	Madagaskar	2700 m
Roraima (Guayana)	2700 m	Libanon	3100 m
Omatako (Südwest-Afrika) .	2700 m	Katlamba-Geb. (Südost-Afrika)	3300 m

[19]) C. Ritter, Die Erdkunde I. Berlin 1822, 74 und „Einleitung in die allg. vergl. Geographie“ usw., Halle 1852, 83.

Wo diese Höhen beträchtlich überschritten werden, haben wir es außerhalb der großen Gebirgsgürtel wohl ausschließlich mit isolierten Vulkangipfeln zu tun.

Aetna (zum Vergleich) . . .	3300 m	Mauna Kea (Hawaii)	4200 m
Pic von Tenerife	3700 m	Ras Daschan (Habesch) . . .	4600 m
Erebus (Südpolarland) . . .	3800 m	Kenia (Ostafrika)	5600 m
Kamerunberg	4100 m	Kilima-Ndscharo (Ostafrika) .	6000 m

Innerhalb der großen Gebirgsgürtel tragen, wie angedeutet, zahlreiche Partien auch den Charakter des Mittelgebirges, es bleiben aber wenige selbständige Gebirgszüge unter 3000 m Gipfelhöhe.

Karpaten	2700 m	Sajanisches Gebirge	3500 m
Apenninen	3000 m	Vulk. Sumátras, Javas, Japans	3700 m
Balkanhalbinsel (Olymp) . .	3000 m	Neuseeländische Alpen . . .	3800 m
Pyrenäen, Sierra Nevada . .	3500 m	Altai[20]) . . . . . .(?)	4500 m

Alpenhöhe ist typisch für die Kordilleren Nordamerikas:

Sierra Nevada von Kalifornien	4500 m	Felsengebirge (50° Br.) . . .	4900 m
Alpen (Montblanc)	4800 m	Neuguinea . . . . . .(?)	5000 m

Eine höhere Stufe ist wiederum durch zahlreiche Vulkangipfel vertreten, welche sich innerhalb der asiatischen oder amerikanischen Gebirgsketten erheben.

Kaukasus	5600 m	Vulk. Alaskas (Mt. Mc Kinley) .	6200 m
Elbursgebirge	5600 m	Anden v. Ecuador (Chimborazo)	6300 m
Vulkane Mexikos	5500 m	Anden von Bolivia	6500 m
Colombische Anden (Tolima) .	5600 m	Anden von Chile (Aconcagua)	7000 m

Es steht noch nicht fest, wie viele der 6000 m überschreitenden Gipfel Südamerikas dem die Anden aufbauenden Grundgebirge angehören, jedenfalls erreichen nur in Zentralasien die aufgefalteten Gebirge auf weitere Strecken die Höhe von 6000 m, zahlreiche Kämme überschreiten 7000 m und viele Gipfel 8000 m.

Tienschan[21])	7200 m	Westhimálaja (Karakorum-Geb.)	8600 m
Tibetanische Gebirgszüge .(?)	8000 m	Osthimálaja	8800 m

Aus dieser Übersicht ergibt sich zugleich, daß eine zur Breitenlage in Beziehung stehende zonale Anordnung der Gebirgshöhen, wie man sie öfter hat aufstellen wollen[22]), nicht besteht, sondern daß eine regionale maßgebender ist. Denn abgesehen von den Vulkanen, die sich regellos in allen Breiten, im Tafelland und auf Gebirgskämmen zu bedeutenden Höhen aufgetürmt haben, sehen wir die höchsten Erhebungen ausschließlich innerhalb der beiden großen Faltenzonen der Erde. In der Auffaltung müssen wir daher von vornherein die größte gebirgsbildende Kraft erkennen. Dieselbe scheint aber — und dies ist die Hauptsache — allein innerhalb dieser

[20]) Sapodschnikow, in Iswestija d. k. Russ. geogr. Gesellsch. XXXV, 1899, 508. — [21]) Nach Merzbacher; die Russen nehmen 6800 m an. — [22]) Weil zufällig die höchsten Erhebungen in Asien zwischen 27°—37° Br., also im Mittel auf 32° N. Br. liegen und der Einzelgipfel Aconcagua in Südamerika auf 32° S. liegt, wird man doch kaum von einem Niveau der höchsten Gipfel sprechen dürfen, das „vom Äquator zunächst bis über die Parallele von 32° hinaus ansteigt und sich dann polwärts senkt" (Penck, Morph. II, 32), denn die kaum verschiedenen höchsten Gipfel der Anden verteilen sich doch auf eine schmale meridionale Linie von 0°—32° S. Br.

Gürtel sich bis in die jüngeren Zeitalter in wiederholter Weise geltend gemacht zu haben. Die Aufrichtung zu Hochgebirgen hat für diese Gebirgszonen meist erst in mittel- und spättertiären Zeiten stattgefunden, wie sich am geologischen Bau der Schichten mit Sicherheit nachweisen läßt. Sie sind, obwohl in ihrer ersten Anlage vielfach uralt, dennoch als Hochgebirge jüngeren Alters. Auch die Vulkane sind junge Gebilde. Andererseits erweisen sich alle oben aufgezählten selbständigen Gebirge außerhalb der großen Gebirgsgürtel (von denen keines die Höhe von 4000^{m} erreicht) als alte Bildungen im Sinne der Aufrichtung. Sie bestehen zumeist aus Ur- und ältestem Schichtengestein, und die faltende Kraft ist frühzeitig erlahmt; große Brüche haben sie regionenweise wie z. B. in Mitteleuropa zertrümmert; und damit auch erniedrigt. Aber da dies nicht überall der Fall ist, die Wirkung von Bruchlinien sich auch im jungen Faltengebirge in erheblichem Maße geltend gemacht hat, so können tektonische Vorgänge nicht allein für die Unterschiede der Höhe verantwortlich gemacht werden. Allerdings mag die Erstarkung der Erdrinde im Laufe der geologischen Zeitalter und die Beschränkung des Raumes, in dem die Gebirgsauffaltung in jüngeren Zeitaltern tätig war, eine stärkere Wirkung an sich hervorgebracht haben als früher. Wie dem auch sei, es arbeitet vom Anbeginn der Erhebung die Denudation an der Wiederzerstörung, Abtragung und damit auch der Erniedrigung der Gebirge, der überall verbreitete, von klimatischen Bedingungen wesentlich abhängige Faktor der Umbildung. Wenn es diesem nun bis jetzt nicht gelang, zahlreiche Gebirge und hohe Vulkane, wie so manche andere, die jetzt das Gewand eines Mittelgebirges angenommen haben, zu erniedrigen oder zu vernichten, so bleibt die kürzere Dauer der Abtragung als entscheidender Grund übrig. Wir finden außerhalb der Zonen der großen Gebirge fast ausschließlich alte Gebirge, weil hier keine Wiederauffaltung der Abtragung dauernd entgegengewirkt hat.

Ausdrücklich muß betont werden, daß hier die Ausdrücke „alte und junge Gebirge" im erdgeschichtlichen (geologischen) Sinn gebraucht sind, da eine neuere Richtung der Geomorphologie sie im Grunde im entgegengesetzten Sinn anwendet. Denn wenn sie bildlich von Jugend und Alter der Geländeformen spricht, gelten ihr die Entwicklungszustände der spätern, der Gegenwart nähern Zeit als die des Alters und umgekehrt die weiterzurückliegenden Anfangszustände als solche der Jugend (S. 389).

§ 154. Die morphologischen Gattungen der Großformen. Hat uns bisher in der Hauptsache die geographische Karte, also die Ansicht der Erde von oben, geleitet, um die Geländeformen nach äußerer Erscheinung, Lage und Höhe in wenige Haupttypen zu scheiden, so bedarf es des geologischen Querschnittes durch jene Formen, sobald wir den inneren Bau mit zu Rate ziehen. Es ist die neue Entwickelungsphase der Erdkunde, die wir hiermit betreten; sie gehört erst der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts an.

Nach einer Seite hat freilich die wissenschaftliche Gebirgskunde schon seit ihren Anfängen im 17. Jahrh. dem Gebirgsbau Rechnung getragen, indem sie die Vulkane einer besonderen Betrachtung unterzog. Diese bildeten bis vor kurzem fast die einzige deutlich abgegliederte Klasse von Erhebungen als ein Erzeugnis von innen wirkender Kräfte. Da sich ihr Wirkungsbereich jedoch nur so weit ausdehnt, als die aus dem Erdinnern herausbeförderten Massen zur Ablagerung ge-

[23]) Penck, Morph. I, 199.

langen (§ 134), so nehmen sie im heutigen Antlitz der Erde an der Gebirgsbildung nur in untergeordnetem Maße teil.

Die Hauptgegensätze bei der Bildung der Landformen sind oft berührt. Die einen verraten in ihrer äußeren Erscheinung noch deutlich den ursprünglichen Aufbau, den sie den endogenen Kräften verdanken. Die exogenen haben sie nur oberflächlich, oft nur in der Form der äußeren Verzierung umgemodelt. Man hat diese als tektonische oder Strukturformen[23]) bezeichnet. Andere sind dagegen durch die von außen wirkenden Kräfte derart im Äußeren umgestaltet, daß ihr ursprünglicher Bau erst durch sorgfältiges Studium erkannt werden kann, ja vielfach sind sie durch die ausräumende Tätigkeit derselben erst ins Leben gerufen. Sie werden als Destruktionsformen oder Skulpturformen[24]) den ersten gegenübergestellt. — Eine dritte Klasse verdankt ihr Dasein überhaupt der Ausbreitung beweglichen Materials über die feste Unterlage der Erdrinde, sei es, daß dasselbe durch innere Vorgänge aus der Tiefe in beweglicher Form herausgeschafft wird (Vulkane), sei es, daß sie durch Aufschüttung trocknen Oberflächenmaterials entstanden sind. Aufgesetzte oder Aufschüttungsformen[25]).

Bei dem vielfachen Ineinandergreifen aller aufbauenden, zerstörenden, umlagernden Kräfte wollen wir im folgenden dennoch die Landformen nicht dieser Dreiteilung unterordnen, sondern die neuen morphologischen Gesichtspunkte den für ihre geographischen Wirkungen doch immer maßgebendem Hauptgegensatz von Gebirgen und Flachböden anpassen.

1. Gebirge. Weitaus die meisten und bedeutendsten Gebirge der Erde werden in ihren Rohformen durch Verschiebungen der Erdkruste erzeugt und können daher kurzweg als tektonische Gebirge bezeichnet werden. Als die beiden Hauptvorgänge der Tektonik lernten wir früher (§ 130) Faltung und Bruch, als die Ergebnisse die Falte und die Scholle kennen. Dementsprechend unterscheiden wir einerseits Faltungs- oder Faltengebirge, andererseits Bruch- oder Schollengebirge, je nachdem einer jener Vorgänge das eigentlich Bestimmende für die heutige Gestaltung des Erdrindenstücks als einer deutlich ausgeprägten Vollform, als eines Gebirges ist. Beide tektonischen Vorgänge schließen sich in betreff der nämlichen Erdstelle keineswegs aus, und wir finden zahlreiche Gebirge, die ursprünglich Teile eines Faltengebirges waren, durch die abtragenden Kräfte in beträchtlichem Maße erniedrigt und wieder ausgeebnet, dann aber durch Brüche, längs welcher Vertikalverschiebungen der Schollen vor sich gingen, zu Landerhebungen wieder erweckt sind. Gebirge von einer so wechselvollen Geschichte hat man Rumpfgebirge[26]) genannt. Diese bilden also nicht etwa eine dritte Untergattung der tektonischen Gebirge, sondern bezeichnen nur ein späteres Entwicklungsstadium von Falten- und Schollengebirgen (§ 162).

Diesen tektonischen setzen wir die durch Aufschüttung erzeugten oder aufgesetzten Gebirge gegenüber, deren Hauptklasse die Vulkane sind. Die letzteren wetteifern mit den tektonischen Gebirgen, besonders den Faltungsgebirgen, rücksichtlich der Höhe der von ihnen geschaffenen Bergformen (S. 384), können auch nicht unbedeutende vulkanische Gebirge (Ausbruchsgebirge[27]) erzeugen; räumlich stehen diese aber doch gegen die erstgenannten stark zurück. Andererseits bringt es der Wind in den Dünen, bringen es die Gletscher in der Moränenlandschaft nur zur Bildung von

[24]) Supan, Grundzüge 1896, 340. — [25]) v. Richthofen, Führer 653. — [26]) Das. 669. — [27]) Das. 677.

Hügeln, und auch die Korallenbauten, welche so manche unterseeischen Erhöhungen krönen, treten in ihren Wirkungen zurück. Jedenfalls kann man vom morphologischen Standpunkt aus die soeben genannten Arten von Gebirgen als aufgesetzte Hügel oder Gebirge (Akkumulationsgebirge) bezeichnen, insofern sie sich auf einem Teil der Erdrinde mittels mehr oder weniger fremdartigen Materials von außen her aufbauen (vergl. § 159).

Eine dritte Gattung von Unebenheiten ist dadurch entstanden, daß in ein Tafelland durch Abspülung in Verbindung mit der Erosion durch fließende Gewässer Stufen und Hohlformen eingeschnitten und eingegraben werden. Je tiefer und breiter diese werden, um so mehr wachsen die Höhenunterschiede; andererseits verwandeln sich die zwischen den Tälern gelegenen Partien in Rücken- und Kammgebirge, ja lösen sich endlich in Inselberge und Einzelgipfel auf. So wird ein Tafelland schließlich ein richtiges Gebirgsland, ein Erosionsgebirge[28]).

2. Nicht weniger mannigfaltig ist die Bildung der ebenen Landflächen, eine Erkenntnis, die weit später als beim Gebirge zum Bewußtsein der Geographen gekommen ist, wie denn überhaupt die Ebenen in der älteren Orographie selten näher berührt wurden. Von ursprünglichen Flachböden kann man sprechen, wenn vom Meer entblößtes flachgelagertes Schichtengestein unmittelbar an die Oberfläche tritt, ohne daß die Atmosphärilien bereits stark umgestaltend auf sie eingewirkt haben. Weit verbreiteter ist jedoch die Bildung von Flachböden durch Ausebnung felsiger Unterlage (Ausgleichungs-Ebenen). Zwei Fälle sind hier denkbar. Entweder werden die vorhandenen Unebenheiten des Bodens durch lockeres, aufgeschüttetes, von Wind und Wasser herbeigeschafftes Material verhüllt, beziehungsweise ganz mit einer erstarrenden flachen Decke eruptiven Gesteins übergossen. Man kann sie als aufgeschüttete oder aufgelagerte[29]) (Akkumulations-) Ebenen zusammenfassen. Oder wir haben das Endergebnis einer alle Unebenheiten allmählich abtragenden Tätigkeit denudierender Kräfte vor uns, durch welche selbst ganze Gebirge vom Erdboden wieder verschwinden können. Die innere Struktur des nunmehr abgeflachten Bodens wird hierbei mehr oder weniger zutage treten und durch die verschiedene Härte und Widerstandsfähigkeit der bloßgelegten Gesteine die Ausebnung im strengsten Sinn erschweren. Diese Gebilde kann man mit einem deutschen Ausdruck Rumpfflächen[30]) nennen (§ 158); die Amerikaner sprechen von Peneplains (Fastebenen [s. u.]).

Es geht aus dieser kurzen Übersicht bereits hervor, wie wechselvoll die Entwicklung der meisten heutigen Landformen selbst seit der jüngeren Tertiärzeit war, in der die groben Züge des Erdantlitzes den gegenwärtigen schon einigermaßen glichen. Wenn einzelne Landschaften seit undenklichen Zeiten nur geringe äußere Veränderungen erlitten, so finden sich andere, die nicht entfernt mehr das Ansehen verraten, das sie hatten, als sie, aus der Hand der Tektonik hervorgegangen, zuerst der Wirkung exogener Kräfte ausgesetzt wurden. Im Erosionsgebirge — um nur die äußersten Fälle herauszunehmen —, sehen wir Ebenen zu Gebirgen, in der Rumpffläche umgekehrt vielgestaltete orographische Formen in Ebenheiten umgewandelt.

[28]) v. Richthofen, Führer 683. — [29]) Supan nennt sie „aufgesetzte" Ebenen. — [30]) v. Richthofen, Abschn. Geologie in Neumayers Anleitung z. wiss. Beob. auf Reisen I, 1905, 255. Der Name Rumpfflächen ist jedoch älter.

Mit Vorliebe widmet sich die neuere Morphologie der schwierigen Aufgabe, den Verlauf dieser Umwandlungsvorgänge bei den einzelnen Landformen zu erforschen. Wir verzichten nach der ausführlicheren Behandlung der von den innern Kräften ausgehenden Umgestaltung der Erdrinde auf eine systematisch durchgeführte Anwendung der gewonnenen Anschauungen über die Entstehung der Oberflächenformen, d. h. auf den Versuch einer genetischen Systematik derselben, die erst die Zukunft uns bringen kann, sondern heben nur die wichtigsten Typen heraus. Zuvor verweilen wir jedoch bei demjenigen der neuern Versuche, die Aufgabe durch eine besondere Arbeitsmethode zu lösen, welcher als ebenso große Errungenschaft begrüßt, wie in ihrem Schematismus bei der Anwendung bekämpft ward. Manche der dabei geprägten Kunstausdrücke haben in die neuere geographische Literatur Eingang gefunden.

§ 155. Der geographische Zyklus[31]). Es handelt sich um die Lehre vom geographischen (besser morphologischen) Zyklus. Ihre Verkündiger suchen in der Entwicklung der gegenwärtigen Landformen, wie immer sie äußerlich gestaltet sein mögen, gewisse sich wiederholende Kreisläufe von Vorgängen nachzuweisen, die sich mit größerer oder geringerer Gleichmäßigkeit abspielen. Man geht dabei rein auf deduktivem Wege von Urformen oder ursprünglichen Zuständen einer Landschaft oder einer Einzelform aus, die freilich nicht bekannt sind, daher zunächst theoretisch angenommen werden müssen. Man sucht sie im Rohbau der Erdoberfläche, wie er durch endogene Kräfte hervorgerufen ist. Im Grunde gibt es danach ursprüngliche Formen nur von dem Zeitpunkte ab, wo das Erdrindenstück, dem sie aufliegen, aus der Meeresbedeckung, die es bisher gegen äußere Angriffe schützte, hervorgetaucht ist, gleichviel welche langen sonstigen Schicksale die Erdstelle schon durchgemacht haben muß. Das Bild einer allmählich vom Meer entblößten Küstenebene kann solchen ursprünglichen Zustand am ehesten veranschaulichen und pflegt daher gern von den neuern Morphologen zum Ausgangspunkt ihrer theoretischen Betrachtungen herangezogen zu werden. Doch gelten ihnen ebenso einfach verbogene Oberflächenstücke, wie Schwellen und Senken, Bergrücken usw. als Urformen. Welches Aussehen werden diese nun nehmen, sobald sie den Angriffen von Wind und Wetter oder, je nach dem vorherrschenden Klima, der Einwirkung der im Einzelfall maßgebenden Abtragungsfaktoren ausgesetzt sind? Auf die jeweiligen Zustandsbeschreibungen kommt es an.

Da unter den exogenen Kräften — zum wenigsten im feuchten Klima — das fließende Wasser als das wichtigste Agens für Abtragung und Wiederablagerung gelten kann, so spricht man von einem (fluviatilen) Erosionszyklus als dem normalen[32]), wogegen dann auch ein mariner oder in andern Klimaten ein arider und ein glazialer Zyklus unterschieden wird. In den einzelnen Stadien der Entwicklung werden bei ungestörtem Verlauf dieselben Kräfte den einförmigen Zügen der Urformen ein immer reicheres Relief aufprägen können. Dann aber schließt sich unmittelbar die Periode

[31]) W. M. Davis „The geogr. Cycle" (The Geogr. Journ. London XIV. 1899, 481—504. Verh. VII. Internat. Geogr. Kongr. Berlin 1899, II 221—31); Davis, „Die erklärende Beschreibung d. Landformen", deutsch v. Rühl, Leipzig 1912; G. Braun, Grundz. d. Physiogeogr. (2. Aufl. II 1915). — [32]) Warum nicht auch die durch andere Kräfte hervorgetretenen Zyklen normalen Verlauf haben sollen, ist schwer ersichtlich.

an, in der durch fortgesetzte Abtragung der Gesteinsmaterialien in den höhern und Ablagerung in den tiefern Regionen sich eine immer größere Ausgleichung der Gestalten vollzieht, bis endlich nach Herstellung einer einförmigen Rumpffläche oder einer Peneplain das Endziel aller Erosion erreicht ist. Damit ist dann ein erster theoretischer Zyklus geschlossen. Die erosiven oder sonstwie umlagernden Kräfte sind erlahmt.

Ein neuer Zyklus kann für die nämliche eingeebnete Erdstelle nur beginnen, wenn sie durch tektonische Vorgänge irgendwelcher Art verbogen, im Ganzen oder in einzelnen Teilen durch Hebungen oder Senkungen in verschiedenes Niveau gebracht wird, so daß die erosive Tätigkeit der Atmosphärilien wieder einsetzen kann und die exogenen Kräfte erneute Angriffspunkte erhalten. Selbstverständlich müssen solche störenden Vorgänge auch während des Verlaufs eines jeden Zyklus als möglich vorausgesetzt werden, die dann die Arbeit der äußern Agentien unterbrechen und die Erreichung der einzelnen Stadien verzögern.

Der ausgesprochene Zweck dieser Arbeitsmethode, die für die Lehre sicher eine größere Berechtigung hat, als für die Forschung, ist nun, für eine erklärende Beschreibung der Landformen kurze bezeichnende Ausdrücke zu gewinnen, welche im Hörer und Leser sofort eine Vorstellung von dem jeweiligen morphologischen Zustand, d. h. vom äußern Bilde der Landschaft erwecken.

Indem man den Zyklus mit dem Lebensgang organischer Wesen von der Jugend bis zum Greisenalter und Tod verglich und die einzelnen Entwicklungsstadien als jung, unreif, reif, alt oder greisenhaft bezeichnete, dient es, wie angedeutet (S. 385), nicht zur Klarheit, die gleichen Ausdrücke jung und alt im entgegengesetzten Sinn, wie in erdgeschichtlichen angewendet zu sehen. Man hat daher für die nämlichen Zustände die Namen Unreife, Frühreife, Vollreife, Überreife[33]) in Vorschlag gebracht.

Zur Erläuterung des dargelegten Grundgedankens dieser Zyklentheorie sei einer der einfachsten Fälle aus dem Bereich der fluviatilen Zyklen ausgewählt. Am Fuß eines ins Meer tauchenden schon zerteilten Altlandes werde eine mehr und mehr an Breite und Neigung gewinnende Küstenebene etwa durch negative Strandverschiebung vom Wasser entblößt. Aus den Tälern des in ihrem Hintergrunde liegenden Altlandes treten die Flüsse voneinander getrennt auf die noch völlig einförmige Ebene. Solange sie als konsequente[34]), d. h. der Abdachung entlang ziehende Adern unmittelbar dem Meere zueilen, befindet sich die Ebene im Jugendzustand. Die Flüsse graben sich allmählich immer tiefer ein, je größer die Neigung ist, und bilden rasch dahinschießend steilwandige Furchentäler. Dagegen werden die zwischen ihnen liegenden Teile der Ebene — die sog. Riedel — noch kaum zerschnitten, da sie nur durch unbedeutende Bäche entwässert werden. Das Talnetz ist

[33]) Supan, Grundzüge 1911. 470; 1916, 477. — [34]) Unter den von Davis eingeführten Ausdrücken (The Rivers and Valleys of Pennsylvania, Nat. Geogr. Mag. I 1889, 1—71) ist im Grunde nur die Konsequenz, d. h. dem Gehänge folgend einigermaßen verständlich. Insequenz soll einen Verlauf in beliebiger Richtung besagen. Daß die subsequenten Flüsse die weichern Gesteinspartien längs einer widerstandreichern Schicht aufsuchen, liegt allerdings auch nicht im Wort. Die verschiedenen Versuche der Verdeutschung Davis'scher Bezeichnungen haben zu keinem Ergebnis geführt. Vergl. die Diskussion von Krümmel u. Davis im Geogr. Anzeiger 1910, 10, 121 u. 196, sowie Passarge in Physiol. Morph. 1912, 21; Supan, Grundzüge 1916, 562. Penck nennt konsequente Vorgänge „Folgeerscheinungen", subsequente „Nachfolgezustände".

also noch unausgebildet, die Höhenunterschiede sind noch gering, die etwa wechselnde innere Struktur des Bodens macht sich noch kaum geltend. Handelt es sich für die Urform um gewölbte Flächen, die ähnlich vom Meere entblößt werden, oder um gestreckte Bergrücken, so wird in diesem Jugendzustand die breite Urwasserscheide noch kaum angegriffen sein.

Je mehr aber die Erosion rückwärts fortschreitet, die konsequenten Flüsse ihr Bett auszugleichen beginnen, die Talwände durch Abspülung und Rutschungen des Erdreichs ihre Steilheit verlieren und zurückweichen, und die Gliederung auch auf die Riedel übergreift, um so mehr tritt die Landschaft in das Stadium der Reife. Indem die Erosion die weichern Teile der Riedel mehr angreift, bilden sich auf den Riedeln längs der widerstandsfähigen Partien subsequente Seitentäler, die die Stammtäler mehr oder weniger rechtwinklig oder in spitzen Winkeln treffen. Und wieder rufen die subsequenten Flüsse beiderseits ein System von Zuflüssen dritter Ordnung hervor, welche den konsequenten Adern annähernd parallel laufen, und zwar resequent, wenn in der Richtung der Hauptabdachung, obsequent, wenn in entgegengesetzter Richtung oder der Schichtenneigung entgegen verlaufend. So geht es fort in der Zergliederung und Zerscheidung der Riedel. Kurz die Taldichte nimmt mehr und mehr zu und diese gilt als das Hauptanzeichen des Reifestadiums, das sich daher auch von Spezialkarten unmittelbar ablesen läßt. Die Wasserscheiden werden zugleich verschmälert und erniedrigt, die Höhenunterschiede wachsen, das Gesamtrelief wird mannigfaltiger, das Talnetz paßt sich dem geologischen Grundbau, der deutlicher herausgearbeitet wird, enger an.

Dieser Höhepunkt der Vollreife wird überschritten, sobald die Erosionskraft durch eine größere Ausgleichung der Gefällskurve der strömenden Gewässer mehr und mehr erlahmt, die Täler in ihrem Unterlauf erhöht werden, die Seitenerosion sie verbreitert und die Gewässer trägen Laufes in Schlingen dahinfließen. Auch die Seitenflüsse nagen teilweise die Wasserscheiden durch, zapfen die Nachbartäler an, so daß auch die konsequent angelegten Flüsse ihr Flußgebiet erweitern. Alles dient dazu, das Land zu erniedrigen, bis das Relief zu stumpfer Formlosigkeit ausgeglichen ist oder zur Fastebene (Peneplain). Das Stadium des Alters ist erreicht und der Erosionszyklus ist vollendet.

Der sich erneuernde Zyklus, wie angedeutet, durch Hebung oder Verbiegung der Fastebene bedingt, findet im allgemeinen einen bunter zusammengesetzten Boden für die Wiederbelebung der Erosion vor, da der vorangehende Zyklus die innere Struktur desselben erst bloßgelegt hat.

Das Hauptbedenken gegen diese Methode liegt in der Schwierigkeit die Urformen des Reliefs, auf denen sich alles Weitere aufbaut, mit einiger Sicherheit festzustellen. Die Anhänger der neuen Richtung gehen bei der Konstruktion einstiger Rumpfflächen und Peneplains aus wenigen Anzeichen mit ebenso großer Kühnheit vor, wie mit der Annahme vermeintlicher gewaltiger Hebungen und Senkungen ganzer Gebirgsmassive und deren erneuter Abtragung in verhältnismäßig kurzer Zeit. Das ist im besondern Maße bei dem Verlangen der Fall, eine Peneplain könne nur in Meereshöhe entstehen.

§ 156. Die jungen Ebenen. Im Grunde sind alle ebenen Landflächen der Erde aufgeschüttete Flachböden, insofern sich über sie eine Schicht lockern Erdreichs durch Verwitterung, Anschwemmung, Windablagerung ausbreitet, die vermöge der ebenen Oberfläche der Wiederabwaschung oder

-Abtragung entgangen ist. Diesem Gedanken könnte ein Blick auf die Karte der Verbreitung verschiedener Bodenarten (§ 149) in der Tat Vorschub leisten. Indessen wo diese lockere Schicht, wie dies nicht selten der Fall ist, so dünn und lückenhaft ausgebreitet ist, daß überall das darunter liegende Gestein zutage tritt, und die Einzelform der Unterlage durchblickt, wird man vorziehen, das Flachland nach dieser letzteren zu kennzeichnen.

1. Die ebenste Oberfläche hat unter den aufgeschütteten Ebenen das ausgefüllte Seebecken, in Landsenken mehr aus feingeschichtetem Material aufgebaut, in Tälern horizontale Stufen bildend, mit gröberem Geröll am Rande (S. 337). Diesen Ebenen begegnen wir indessen fast ausschließlich unter den Kleinformen des Geländes wie innerhalb größerer Talzüge, in denen die erneut einschneidende Erosion die Trockenlegung bewirkt hat.

2. In ungleich größerer Ausdehnung tritt die eigentliche Ebene als Stromflachland[35]) auf. Die äußerst flachen Schwemmkegel der Deltas sind schon früher skizziert (§ 145, 1). Kleine Stromebenen finden sich in allen Talzügen ohne Rücksicht auf die Höhe, sobald sich das Tal erweitert und das Gefäll gering wird. Tektonische Vorgänge zeichnen zwischen den Gebirgen hier und da die Umrisse für Stromflachländer schärfer vor.

So ist die Grabensenke der oberrheinischen Tiefebene jetzt als ein Stromflachland anzusehen, da der Rhein mit seinen Schottern und Sanden die tertiären Meeres- und Binnenseeablagerungen jener Landsenke fast völlig überdeckt hat.

Die großen Stromebenen gehören dem Tiefland der Erde an, da hier dem Stromgefäll dauernd ein Ziel gesetzt ist. Sie stellen Ebenen von äußerst flacher Abdachung dar, die Flüsse fließen daher nicht selten auf selbstgebauten Dämmen, als sog. Dammflüsse (S. 354), über sie hinweg, so daß Deichbauten die angrenzenden Gebiete schützen müssen. Jedes Hochwasser ergießt sich sonst über die Ufer hinweg und läßt Stromseen oder Sumpfniederungen als begleitende Erscheinungen zurück.

Diese letzteren sind es, welche das echte Stromflachland auf der Landkarte leicht erkennen lassen. Sie finden sich z. B. in der Ungarischen Tiefebene, deutlicher noch längs der rumänischen Donau (Atlas, Taf. 25), am Mississippi unterhalb der Aufnahme des Ohio (Taf. 43), und mächtig entwickelt am untern Jang-tse-kiang (Taf. 38). Echte Stromflachländer sind die Randsenken im Gebiet des Eurasischen Gebirgsgürtels wie die Po-Ebene, die Hindostanische, ebenso die chinesische Tiefebene; in diesen hat man die Flußalluvionen mit Bohrungen von 2—300 m noch nicht durchsenkt. Da man mit solchen Tiefen nicht unbedeutend unter den Meeresspiegel gelangt, ist anzunehmen, daß Senkung und Aufschüttung annähernd gleichen Schritt gehalten haben. Von den großen Stromebenen Südamerikas wird man wohl nur das Amazonasbecken als ein Stromflachland ansprechen können, da im Orinoko- und Laplata-Gebiet die Flußanschwemmungen nur eine zarte Schicht über ältere Bildungen ausgebreitet haben.

3. Die Ebene tritt uns ferner längs der Meeresküsten in ausgeprägter Form entgegen, teils freilich nur als äußerst schmaler Saum, teils als sanft sich ins Meer abdachende Fläche. Jener Saum ist meist das unmittelbare Erzeugnis der Meeresanschwemmung, jede negative Strandverschiebung (§ 135) wird ihn verbreitern und so ein marines Flachland[36]) entstehen lassen.

---

[35]) v. Richthofen, Führer 682. — [36]) v. Richthofen, Führer 679; Supan nennt sie angefügte Ebenen.

Als ein solches ist die seit der Tertiärzeit sich ständig vergrößernde, rein aus Schwemmland bestehende Ebene erkannt, welche die Vereinigten Staaten längs des Atlantischen Ozeans und des Golfes von Mexiko in wechselnder Breite umsäumt (s. u. S. 394)[37]. Ebenso ist Nordrußland bis etwa zur nordrussischen Landhöhe (Atlas, Taf. 32) nach der Eiszeit vom Meere überflutet gewesen, wodurch die Spuren der letzteren verwischt und sandige Tone zur Ablagerung gelangt sind, wogegen während der Eiszeit eine ähnliche Transgression vom Kaspischen Meer ausgehend das östliche Rußland bis zur Kamaquelle hin bedeckte[38].

4. Wenden wir uns den Binnengebieten, den trockenen Steppenländern der Erde zu, so erweisen sich in diesen oft weite ebene Gelände durch den salzdurchtränkten Boden als Sohle ehemaliger Salzseen, welche durch die Verdunstung trocken gelegt sind (Seeböden oder flache Wannen).

In der Aralokaspischen Senke, die man im Ganzen als marines Flachland bezeichnen könnte, verschwinden solche Seen noch unter unseren Augen. Deutlichere Uferterrassen umkränzen die ebene Sohle ehemaliger Binnenseen im großen Becken Nordamerikas, wie ein solcher sich im W des Großen Salzsees (Atlas, Taf. 43) ausbreitete[39], als dessen Restgebiet letzterer anzusehen ist.

5. In der Mehrzahl der geschilderten Fälle handelt es sich im Grunde nur um mäßige Umgestaltungen bereits flachen, mehr oder weniger ebenen Bodens. Ähnliches gilt von den flachen Überschüttungen einer Koralleninsel mit dem Korallensand, der sich nur wenige Meter über den Meeresspiegel erhebt. Anders steht es mit der Ausfüllung mächtiger Landsenken[40] durch den äolischen Staub, besonders den Löß, in den trockenen Kontinentalgebieten. Hierdurch sind z. B. zahlreiche breite und viele hundert Meter tiefe Mulden zwischen den zentralasiatischen Höhenzügen in flache Senken verwandelt, wenn ihnen auch die Schuttablagerungen der Gebirgsflüsse, ohne daß größere Ströme sie dem Meere zuführen konnten und vielfach tertiäre Seenablagerungen, die man in bedeutender Mächtigkeit nachgewiesen hat, vorgearbeitet haben[41]. Wie hier ein Faltenland, so finden sich ebenso Schollenländer durch Aufschüttung in Flachländer verwandelt, die kaum ahnen lassen, wie uneben die felsige Unterlage ist. Als anstehendes Gestein und kleine Gesteinsinseln ragen die höchsten Partien der letzteren wohl aus dem lockeren Material, mit dem sie bedeckt sind, hervor.

So zeigen uns z. B. im Norddeutschen Flachland (Atlas, Taf. 14) Bohrungen, daß Niveauunterschiede des Schichtenbaues von 100 m und mehr durch die glaziale Decke verwischt sind. Eine völlige Ebene ist allerdings in diesem Fall nur im nordwestlichen Deutschland entstanden, wo manche Einsenkungen auch allmählich durch Torf- und Moorbildungen ausgefüllt sind.

§ 157. Schichtungs-Tafelländer[42]. Entgegen diesen jungen, mit lockerem Material überlagerten Flachböden und Ebenen bestehen andere aus flachgelagerten und verfestigten Schichtengesteinen meist

[37]) Mc Gee, The Lafayetteformation (XII. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, Wash. 1891; s. bes. Taf. 38; vergl. Pet. Mitt. 1888, LB. 428). — [38]) Nach Tschernyschew. (Pet. Mitt. 1893, LB. 709). — [39]) S. die Ausdehnung des ehemal. Bonneville-Sees nach Gilbert in Berghaus Phys. Atlas, Taf. 18, 1 : 5 Mill. — [40]) v. Richthofen, 683, nennt sie Flachböden atmosphärischer Aufschüttung; Penck (II, 252): Wannengebiete äolischer Akkumulation; Supan (1896, 443; 1916, 641): ausgefüllte Landsenken; S. Passarge (Physiol. Morph., 201) äolische Aufschüttungslandschaften. — [41]) v. Richthofen, China II, 369; s. die Abbildung der Lößmulden bei Supan (a. a. O.). — [42]) v. Richthofen, Führer 679.

älteren Ursprungs. Man beschränkt daher im Gebiet der Morphologie gern den Begriff des Tafellandes auf die Landstriche mit mehr oder weniger wagerechtem Schichtenbau. Diesem gehören die ausgedehntesten Flachböden der Erde an. Solche Tafelländer sind übrigens im allgemeinen nicht das Erzeugnis nur einer Periode der Erdgeschichte, sondern haben sich häufig durch erneute Transgressionen erhöht und erweitert, so daß sie auf geologischen Karten ein viel unruhigeres Bild abzugeben pflegen, als auf der orographischen.

Als niedriges Flachland mit ausgedehnten Bodenschwellen erweist sich die große Russische Tafel[43]) von Polen bis zur Wolga, vom Finnischen Busen bis zum Schwarzen Meer reichend. Hier sind Schichten fast aller Zeitalter vom Silur an flach übereinander gelagert; nur an wenigen Stellen gestört, erhebt die Tafel sich im Mittel nicht 200 m über das Meer und ist, im Norden von einer nicht sehr mächtigen Decke glazialen Schuttes, im Süden von einer noch dünneren Schicht der Schwarzerde überlagert. — Das Tafelland im oben beschriebenen Sinne herrscht durchaus vor in der großen Wüstentafel, in Südafrika, auch im Dekan. In Nordamerika zieht sich das niedrige Mississippi-Tafelland, aus paläozoischen, vorwiegend karbonischen Flachschichten gebildet, über den größten Teil jenes Flußgebietes hin[44]). Langsam von 300—400 m an den Rändern nach der Mitte zu sich senkend, geht es im W unmerklich in das schräggestellte Tafelland der großen Ebenen (Plains) über. Dieses letztere — eine Kreidetafel etwa bei der 500 m Isohypse beginnend (Atlas, Taf. 42) — steigt gegen Westen allmählich bis auf 16—1800 m empor, von den Strömen in breiten und tiefen Rinnsalen durchschnitten.

Ungleich seltener als von Schichtengesteinen werden Tafelländer von Decken eruptiver Gesteine gebildet. Man hat sie als Übergußtafelländer[45]) bezeichnet.

Mit allen Merkmalen ausgedehnter Tafelländer treten solche nur in Nordamerika und in Vorderindien auf (vergl. S. 315). Dort sind es Lavadecken, die sich im Gebiet des Schlangenflusses und des Kolumbia horizontal ausbreiten und z. T. echte Ebenen bilden (Kolumbia-Ebene, Atlas, Taf. 43). Den ganzen Nordwesten Dekans nehmen dagegen Decken von festem Trapp ein (Plateau von Malva, Atl., Taf. 38).

§ 158. Rumpfflächen und Verebnungsflächen[46]). Eine dritte Gattung von Flachböden führt ihre Entstehung auf das Endergebnis der Abtragung früherer Unebenheiten zurück. Der Name einer Rumpffläche, obwohl erst neuern Ursprungs, und auch nicht für alle ähnlichen Gebilde geeignet, hat sich rasch eingebürgert. Noch vor erwachender Erkenntnis des Wesens einer solchen erscheinen sie als Platten in der geographischen Kunstsprache, ein Name für mehr oder weniger geschlossene, sehr ausgeglichene, doch ein wenig über ihre weitere Umgebung erhabene Landflächen. Als die neuere Morphologie nach den Ursachen der Verebnung solcher vielfach aus einem Wechsel weicherer und widerstandsfähigerer Gesteine zusammengesetzten

[43]) E. Sueß, Antlitz der Erde I. 1883, 240. Andere erblicken im russischen Flachland keine Tafel im obigen Sinn, sondern eine Verebnungsfläche. S. S. 395. — [44]) Wenn früher (S. 368) gesagt war, daß durch die Faltung des Appalachiansystems auch das westlich davon gelegene Flachland beherrscht werde, und hier von Flachschichtung gesprochen wird, so erklärt sich dies daraus, daß sich die Faltensättel westlich der Alleghanies ungemein verflachen (Sueß, I, 717). — [45]) v. Richthofen, 682. — [46]) S. bes. A. Hettner, Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen (G. Zeitschr. XIX, 1913, 186, 202).

Platten zu forschen begann, griff sie zunächst zur Abtragung durch die Brandungswelle und nannte sie (marine) Abrasionsflächen[47]). Der Vorgang, der unzweifelhaft an zahlreichen Küsten ebene Strandterrassen erzeugt (S. 351), ward alsbald für die Abhobelung ganzer Gebirgsmassen in Anspruch genommen. Dabei erregte freilich das Fehlen von Meeressedimenten oder Rückständen, die das Meer herbeiführt (Muschelbänke usw.) auf manchen der als ausgedehnte Abrasionsflächen gedeuteten Flachböden Bedenken. Je mehr man die festländische Abtragung[48]) durch die vereinten Kräfte der Abspülung, des Bodenflusses, der fließenden Gewässer, des Windes und der Gletscher in ihrer großartigen Gesamtwirkung erkannte, um so mehr trat diese für Herstellung von Rumpfflächen in den Vordergrund. Freilich bietet der Mechanismus der Abtragung auch der letzten Unebenheiten, wenn die Hauptkräfte infolge der fortgeschrittenen Abflachung aller Gehänge gänzlich erlahmen, noch Schwierigkeit. An Stelle der Abrasionsfläche, die für gewisse Fälle ihre Berechtigung behält, taucht nun der Name einer Peneplain[49]) oder Fastebene auf. In diesem wird allerdings nichts über den jeweiligen Abtragungsvorgang gesagt, er deutet nur an, daß man es im Grunde nicht mit einer so vollen Beseitigung aller Unebenheiten, wie etwa im Stromflachland, zu tun hat, da die Widerstandsfähigkeit mancher Gesteine sich auch an stark abgeflachtem Gelände noch geltend macht. Der Name einer Gleichgewichtsfläche[50]) soll besagen, daß Abtragung und Ablagerung im fraglichen Gebiet zum vollen Ausgleich gekommen sind, der einer Verebnungsfläche erscheint besser für eine besondere Abart der Fastebenen vorbehalten (s. u.).

Als eigentliche Rumpfflächen- oder Rumpfebenen wären hiernach — das eben liegt in dem Namen — diejenigen Ebenheiten zu bezeichnen, die aus der völligen Abtragung eines Rumpfgebirges bezw. einzelner Teile eines solchen hervorgegangen sind, so daß sie in deutlichem Widerspruch gegen den innern Bau des Bodens d. h. seiner tektonischen Oberfläche stehen[51]). Solche finden sich zahlreich auf der Erdoberfläche, sowohl im Tiefland als auf Hochflächen, sowohl dort, wo sie nach der Abflachung niemals mehr von Meeressedimenten überdeckt sind, als dort, wo sie nach erneuter Abtragung überlagernder Schichten wieder zutage treten. Da der gleiche Vorgang für alle geologischen Zeitalter angenommen werden kann, und die größte Zahl heutiger Rumpfflächen aus Urgestein oder Resten paläzoischer Schichten zusammengesetzt ist, so darf man sie als alte Rumpfflächen der jüngern Gattung der Verebnungsflächen gegenüberstellen.

Als echte Rumpfflächen haben manche Strandterrassen an felsigen Küsten wie z. B. an denen Norwegens zu gelten. — In größerer Breite ziehen sich am Süd- und Ostfuß des nordamerikanischen Alleghanies solche Rumpfflächen hin, von den Amerikanern Piedmont — d. h. Gebirgsfußebene — genannt, die ausschließlich aus steil aufgerichteten kristallinen Gesteinen zusammengesetzt ist, im obern Teil mit niedrigen Hügeln bedeckt, im untern durch Flüsse stark durchschnitten wird.

[47]) Ramsay, Rep. Brit. Assoc. 1847, 66; v. Richthofen, China II 1884, 766; Führer 353 ff. — [48]) Vergl. die Entwicklung der Anschauungen über die Bedeutung der festländischen Abtragung bis zu völliger Einebnung seit den 80er Jahren bei Hettner (a. a. O. 187). — [49]) Die Einführung des Namens Peneplain rührt von W. A. Davis her (American Journ. Science, 3. Serie XXXVII, 1889, 340). Er verteidigt den Begriff gegen Einwendungen in „La Pénéplaine" (Ann. de géogr. Paris VIII, 1899, 284—303; 385—406). — [50]) S. Passarge, Phys. Morph. 1912, 150; Penck (II, 24) nennt sie Wellungsebenen. — [51]) Hettner, a. a. O. 195. E. de Martonne nennt sie „Plateformes structurales" (Traité de géogr. phys. 1909, 474).

Diese niedrige Platte gibt Anlaß darauf aufmerksam zu machen, wie wenig unsere Übersichtskarten im Tiefland die fast unmerklich ineinander übergehenden, ihrer Bildung oder oberflächlichen Bedeckung nach ganz verschiedenen Ebenen abzugrenzen imstande sind. Gleichmäßig zieht sich das Tieflandsgrün über die archaische Piedmont-Ebene, wie die tertiäre bezw. rezente Küstenebene, die oben als marines Flachland bezeichnet ward. Genauere Karten zeigen uns freilich längs des untern Saumes der Piedmont-Ebene eine Fallinie, längs welcher die Flüsse kleine Stromschnellen besitzen, ehe sie in die Niederung gelangen. Diese Fallinie zieht etwa über Richmond, Raleigh, Columbia, Augusta, Montgomery südwärts (Atlas, Taf. 43)[52]).

Unter dem Namen der Südrussischen Stein- oder Granitplatte tritt uns eine Rumpffläche entgegen, die den abgeflachten Südrand der großen Urgebirgsschale bildet, über welche sich die Schichten der Russischen Tafel ausbreiten. Teilweise hat sie, sich bis 370 m erhebend und von Don und Dniestr in tiefen, stromschnellenreichen Tälern durchsetzt, noch das Aussehen des Rumpfgebirges. Weiter westlich, in der noch höher gehobenen Podolischen Platte sind die überlagernden jüngern Schichten durch die bis zum kristallinen Untergrund eingekerbten Flüsse in flachrückige Rumpfebenen zerschnitten. — Zu einer Rumpffläche ist auch die Oberfläche des Niederrheinischen Schiefergebirges abgetragen. Das großartigste Beispiel von alten Rumpfflächen bieten die mehrfach geschilderten nordatlantischen Felsplatten in Europa und Amerika, in welchen die spätere Übereisung noch viel zur Ausebnung beigetragen hat (S. 365).

Neben den geschilderten Rumpfflächen gibt es wenig geneigte Schichttafeln, durch die abtragenden Kräfte in Ebenheiten verwandelt, die sie unter sehr flachem Winkel schneiden. In weiter Ausdehnung besteht daher der Untergrund aus gleichem Gesteinsmaterial. Sie zeigen nur äußerst flache wellenähnliche Erhebungen und Vertiefungen, so daß sie teilweise mit gleichem Recht den Schichttafelländern zugerechnet werden könnten. Ein Wechsel des Aussehens zeigt sich nur dort, wo härtere und widerstandsfähige Schichten zutage treten, da sich mit der Zeit dort Landstufen ausbilden und sich dann die Schichtstufenlandschaft entwickelt. Für diese Gattung von meist jüngeren Abtragungsebenen, die im Tiefland wahrscheinlich verbreiteter sind, als man bisher annahm, hat sich noch kein treffender Name gefunden. Sie als Landterrassen[53]) zu bezeichnen, hindert im Grunde der Umstand, daß solche ohne die ausgeprägte Stufe als einseitige Begrenzung nicht wohl denkbar sind, während die fraglichen Flachböden auch allseitig in fortlaufendem schwachen Neigungswinkel zum untern Denudationsniveau übergehen können. Der Name einer Verebnungsfläche dürfte sie von der Schichtstufenlandschaft unterscheiden.

Als eine solche riesige Verebnungsfläche ist in jüngerer Zeit die große Russische Tafelebene erkannt worden, weil ihre Oberfläche tatsächlich nicht mit den Schnittflächen der weithin ausgebreiteten Schichttafeln, die sie aufgebaut haben, übereinstimmt, sondern letztere in flachen Winkeln schneidet[54]).

Im Bereich der Zyklentheorie fällt die Bildung einer Fastebene mit dem Greisenalter einer Landschaft zusammen. Sie ist aber von keinem Bestand, sondern im Grunde nur ein gedachter Zwischenzustand zwischen Ende des einen und Beginn des neuen Zyklus. Gleichviel, ob man die Entwicklung der Landformen sich in den geschilderten Kreisläufen abspielen läßt oder sie als eine ständig fortlaufende ansieht, so bleibt die Notwendigkeit der An-

[52]) Nach Mc Gee s. Anm. 37. — [53]) A. Hettner, Oberflächen des Festlandes. Leipzig 1921, 81. — [54]) A. Philippson (Z. f. Erdkunde. XXXIII, Berlin 1898, 41).

nahme von Rumpfflächen als Zwischenstadien der Entwicklung bestehen. Auf den Nachweis solcher vorzeitigen (oder fossilen) Rumpf- oder Verebnungsflächen ist das Augenmerk der neuern Geomorphologie in besonderm Maße gerichtet. Noch fehlt es vielen dieser Nachweise an Überzeugungskraft.

Einen ersten Anhalt zur Erkenntnis solcher bieten kleine, zerstreute Reste ehemaliger Rumpfflächen, die sich erhalten haben und nun in Gedanken zu einem Ganzen zusammengefügt werden. Vielfach geht man von der annähernd gleichen Höhe von benachbarten Gipfelpunkten einer Landschaft aus, die man als Anzeichen für eine annähernd durch sie gelegte ehemalige Fastebene betrachtet. Wenn das Flußnetz in einem gewissen Widerspruch steht, mit dem Faltenbau oder den Verwerfungen im Boden, in dem die sog. epigenetischen Täler (S. 429) gleichmäßig über sie hinweg streichen, so wird man dasselbe nicht anders erklären können, als daß sich die Flußlinien zuerst auf einer gleichmäßig sich neigenden Schichttafel bildeten. Damit sind allerdings nur einige der Anhaltspunkte für die begriffliche Nachbildung vermuteter Verebnungsflächen angedeutet[55]).

§ 159. Typische Hügelländer. Es ist klar, daß manchen der eben geschilderten Flachböden auch entsprechende Hügelländer als Zwischenstadien der Bildung zur Seite stehen und daher kaum weiterer Erläuterung für unsere Zwecke bedürfen. Wo im verdeckten Schollen- oder Faltenland die Unebenheiten noch nicht völlig durch die Überlagerung mit lockerem Material ausgeglichen sind, treten die festeren Gesteinsreste unter letzterer oder aus letzterer oft noch als Hügel oder kleine Berge hervor. Ähnlich ist es bei der noch nicht völlig abgeglätteten Rumpffläche, die soeben geschildert ist. In diesem Fall sind also die Hügel letzte Reste ehemaliger Gebirge. Andererseits zeigen sich Erhebungsformen ohne eigentlichen Gebirgscharakter — also Hügel — im Anfangsstadium aller der Vorgänge, welche Gebirge erzeugen und können daher als nur dem Grade nach verschieden mit diesen zugleich betrachtet werden. Aber es gibt auch Gegenden sehr unebenen Geländes, in denen die Kräfte, welche die Erhebungen schufen, sich gleichsam mit der Erzeugung von Hügeln erschöpft haben. Es sind durchweg aufgeschüttete Hügel. Wir übergehen dabei die Kleinformen der Sinterkegel (S. 328) und Schlammvulkane (S. 310), die doch nur lokal auftreten und heben nur zwei Formen von regionaler Bedeutung hervor.

Dünen[56]). Die lockerste und unbeständigste Bodenerhebung ist die vom Wind aufgehäufte Düne, bis zum Grund aus Flugsand bestehend. Nur den Flachküsten mit vorherrschenden Landwinden (wie in der Provence) ganz fehlend, gelangt die aus parallelen Wällen aufgebaute Dünenlandschaft doch nur seltener zur vollen Ausgestaltung, da ihr durch den Pflanzenwuchs, durch anderweitige Bodenerhebungen, auch wohl durch Strandseen nach der Landseite zu bald ein Ziel gesetzt ist. Doch erreichen auch Küstendünen wohl 200 m Höhe, bleiben aber meist unter 50—60 m, bei einer Breite von wenigen hundert oder tausend Meter für den einzelnen Wall. Die zwischenliegenden Dünentäler sind häufig versumpft, das ganze ist eine öde vegetationslose Landschaft. — Zu weit größerer Ausdehnung gelangen die Kontinentaldünen[57]),

[55]) A. Hettner, Landterrassen, Rumpfflächen u. andere Einebnungen (a. a. O. Anm. 53, 81—110). — [56]) Penck II, 38—50. Hauptwerk: Sokolów, Die Dünen, aus dem Russ. v. Azruni, Berlin 1894; Pet. Mitt. 1896, LB. 44; Das Dünenbuch, bearb. v. F. Solger, P. Graebner u. A., Stuttgart 1910. — [57]) Muschketow, Die Kontinentaldünen, a. d. Russ.; s. D. Rundschau, f. Geogr. u. Stat., Wien 1890, XII, 147. Joh. Walther, Gesetze der Wüstenbildung, Berlin, 2. Aufl. 1912. S. Passarge, Grundlagen III, 241—65.

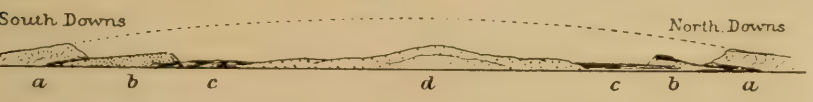
die Sandberge der Wüsten: im einzelnen Hügel von Hufeisenform, welche dem Winde ihre konvexe langsam aufsteigende Seite zukehren und auf der anderen in einer Nische steiler abfallen, daher Sicheldünen, (Barchane in Zentralasien) genannt. Vergesellschaftet ordnen sie sich auch in mächtigen Dünenreihen zusammen und steigen bis 150 m, ja 200 m.

Sie fehlen auch feuchtem Klima nicht ganz, wie in Europa, wo sie in der Campine Nordbelgiens, in der Veluwe (westlich der Yssel; Atlas, Taf. 18), in Ungarn östlich der Donau typisch auftreten[58]), aber freilich bei der Kleinheit der Erhebungen auf Übersichtskarten nicht mehr zur Darstellung gelangen können.

Moränenlandschaft. Als Hügelland von fast regelloser Anordnung erweist sich auch das von Gletschern verlassene Flachland. Nicht selten sind die ehemaligen Endmoränen noch als halbkreisförmige Hügelzüge erhalten, die 100 m und mehr erreichen können (S. 349). Anders als bei den Dünen ist der aus zähem Grundmoränenschutt gebildete Boden für Wasser wenig durchlässig, so daß sich in den Dellen und Wannen zwischen den Hügelhaufen Seen und Sümpfe ansammeln, die ein typischer Begleiter dieser sog. Moränenlandschaft zu sein pflegen, aber meist so klein sind, daß Übersichtskarten sie ebensowenig wie die Hügel darstellen können. Die einzelnen Formen, die Drumlins[59]) und Oser sind früher geschildert (S. 349).

§ 160. Die Landschwellen und Landstufen. Mehrfach sehen wir im Flachland sanft gewölbte Bodenschwellen auf längere Strecken sich hinziehen, deren Aufschlüsse längs der eingeschnittenen Flußtäler sie als äußerst flache Aufbiegungen der Tafelschichtung erweisen. Die Schwelle von Artois im nördlichen Frankreich (Atlas, Taf. 18) gilt als solche sanfte Wölbung einer Kreidetafel. Den Beweis entnimmt man der Fortsetzung der Schwelle jen-

Fig. 69.



a Ob. Kreidekalk b. Grünsand c. Wealdenthon d. Hastingsand

Geol. Profil durch das Weald (nach Ramsay).

seits des Kanals, wo sie allerdings längst ihre Scheitelfläche verloren hat, so daß die Erosion nunmehr zwischen den nach außen schwach geneigten, nach innen mit Steilrand abfallenden Landstufen der South- und North-Downs, die beide aus Kreidekalk bestehen, die tieferen Schichten in das Hügelland des Weald umschaffen konnte (Fig. 69)[60]) u. Atl., Taf. 30).

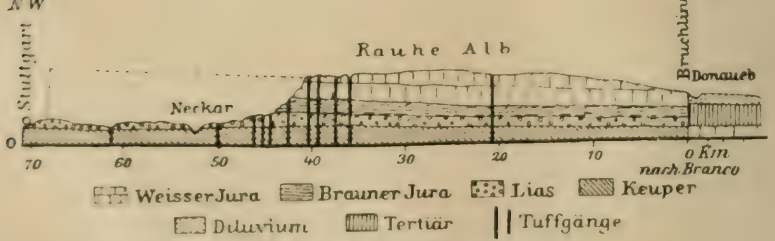
Solchen Landstufen begegnet man im Flachland häufig. Bei ähnlichem orographischen Aussehen — schwachgeneigte breite Fläche mit schmalem Steilrand und in Bergkuppen zerlegter Kammlinie — können sie verschiedenen Ursprungs sein[61]). Im allgemeinen dürften tektonische und ero-

[58]) Vergl. d. Kärtchen mit den nordwestlich streichenden Flugsandrücken in der Theißebene bei Penck II, 44; 1 : 2750000. — [59]) S. z. B. die neuen Blätter der topogr. Karte Württembergs 1 : 25000 im N. des Bodensees. Vergl. auch J. Früh, Die Drumlinslandschaft (Jahrb. naturw. Ges. St. Gallen 1904/5). — [60]) Ramsay, Physical geology and geography of Great Britain; V. ed. London 1878, 339. — [61]) Vergl. Rob. Gradmann, Das Schichtstufenland (Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1919, 113—39) u. H. Schmitthenner, Die Entstehung d. Stufenlandschaft (G. Z. XXVI, 1920, 207—29).

sive Vorgänge zusammengewirkt haben, sie zu erzeugen, wenn auch meist die Strukturlinien (Verwerfungen, Beugung der Schichten), die zu ihrer ersten Bildung Veranlassung gaben, durch die darüber gelagerten Erdmassen verdeckt oder bei rückwärtsschreitender Erosion weitab von dem jetzigen Abhang zu suchen sind. Besonders häufig sehen wir die Stufen beim Ausstreichen von Gesteinsschichten verschiedener Härte auftreten. Manche Stufen fallen mit der Grenze verschiedener Gesteinsformationen deutlich zusammen. Über die Bildung der Erosionsstufen selbst gehen die Ansichten noch auseinander. Irrtümlich ist sicher, daß die vielgezackte, nischenreiche Krönung des Stufenrandes durch die vermehrten Niederschläge erzeugt sein soll. Dazu ist der relative Höhenunterschied des wasserscheidenden Firstes über dem Fuß des Steilrandes zu gering. Wohl hat die Lage der Stufe gegenüber der Regenseite der Landschaft Bedeutung. Mehr aber scheinen die bei Wechsellage von durchlässigem und undurchlässigem Gestein am Stufenrand hervorbrechenden Quellen eine wichtige Rolle zu spielen, um seine Zertalung vorzubereiten. Daß es im übrigen bei diesen Erscheinungen die Erosion ist, welche die irgendwie ins Leben gerufenen Stufen im Laufe der Zeit rückwärts verlegt, erkennt man deutlich an den vor dem Stufenrand zerstreut stehengebliebenen Resten der Gesteinsschicht, welche den Rücken der Landstufe im Zusammenhang bedeckt, und durch deren Gipfel man die einstige Fortsetzung der Decke verfolgen kann. Teils treten diese „Zeugen", wie man sie nennt, in der Form von Tafelbergen, teils bei weiterem Fortschritt der Erosion als Kegel auf.

Das mitteldeutsche Schollenland ist reich an Landstufen. Eine solche bildet als „Dün" und „Hainleite" den Nordrand der Muschelkalkplatte Thüringens (Atlas, Taf. 21). Sanft neigt sich die letztere, von Keuper überdeckt, nach dem Innern der Hochfläche zu. Ähnlich heben sich die Keuperstufen Mittelfrankens als Steigerwald und Frankenhöhe von der westlichen, um 200 m tiefer gelegenen Muschelkalkplatte ab (Atlas, Taf. 22). — Der Doppelkranz von niedrigen Höhen, welcher das Pariser Tieflandsbecken umgibt, erweist sich ebenso als Stufenrand der verschiedenen Schichtengesteine, die in regelmäßiger Folge vom Eocän bis zum Jura das Becken umlagern. Die Kreidetafel der Champagne fällt im Osten mit Steilrand gegen die Juratafeln jenseits der Aisne ab, und die sich bis 200 m über den Taleinschnitten erhebenden Höhen von Laon, Reims, Epernay usf. werden mitsamt ihren Vorsprüngen (südlich v. Reims; Atlas, Taf. 18) ausschließlich von Tertiärschichten,

Fig. 70.



Maßstab 1 : 80000 in zehnfacher Überhöhung.

gebildet. — Eine deutliche Abtragungsstufe, bereits von gebirgigem Charakter, bildet der scharf ausgezackte Nordwestabfall der Schwäbischen Alb. Hier ist von einem Bruch der einst weiter nach Nordwesten reichenden Jurakalkplatte nichts

zu bemerken, wenn sie auch vielfach von Verwerfungen durchsetzt ist. Der am Fuß der „Albtraufe" zutage tretende Lias breitet sich in gleichem Niveau über die vorgelagerte Ebene aus, in welchem er unter der Albplatte lagert. Ebensowenig kann die Stufenbildung etwa der seitlichen Erosion des Neckar zugeschrieben werden. Vielmehr ist die Stufe im Laufe der Zeit allein durch Untergrabung und Abtragung beträchtlich rückwärts geschoben. Denn die hier zahlreich auftretenden Tuffgänge zeigen im Flachland, weitab vom Gebirge und inmitten des Lias, in ihren Gemengen deutlich Gesteine des braunen und weißen Jura, durch welche sich die eruptiven Massen also einst hindurchgebrochen haben müssen, während solche in der Umgebung jetzt gänzlich verschwunden sind[62]).

§ 161. Erosionsgebirge. Die eben geschilderten Vorgänge haben wir uns nur in verstärktem Maße wirkend zu denken, um die Entstehung mächtiger Tafelgebirge zu verstehen. Härtere Deckschichten über weicheren Gesteinen oder besser ein mehrfacher Wechsel zwischen harter und leichter zerstörbarer Flachschichtung und ein nicht zu feuchtes Klima sind die Voraussetzungen zu ihrer Bildung. Dann zerlegt die Verwitterung und Abspülung Gehänge in terrassenförmige Abhänge, die einen steten Wechsel von steiler Felswand und mächtigem Schuttfelde darunter zeigen. Der härteren Schicht gehören Plattform und Steilwand an, die weichere ist durch die Schutthalde verdeckt, weicht aber nach deren allmählicher Entfernung vor den Angriffen der Atmosphärilien immer weiter zurück und läßt die Steilwand des Hangenden nachstürzen. Schneiden sich nun gleichzeitig Flüsse in die Tafel ein, so räumen diese nicht nur die Verwitterungsprodukte des Steilrandes rascher mit hinweg, sondern greifen seine Vorsprünge noch von rückwärts an, bis sie dieselben völlig vom Mutterkörper getrennt und so den rings isolierten Tafelberg erzeugt haben.

Das großartigste Beispiel solcher Denudationsterrassen bietet das Tafelland, welches das Koloradoplateau in Nordamerika im N und O umkränzt[63]). Es ist u. a. das Südende des Wahsatchgebirges (Atlas, Taf. 43), an welchem die vorwiegend mesozoischen flachgelagerten Schichten in regelmäßigen Stufen bis zur Karbonfläche des Koloradoplateaus herabfallen. Auf den Höhen liegen eozäne Gesteine, ihr Steilrand bildet die oberste Terrasse, dann folgt weniger widerstandsfähiges, aber echte Tafelberge bildendes Kreidegestein. Deutlich sinkt die Juraterrasse wieder mit Steilrand ab, und ebenso die Triasterrasse (die sog. Vermillion Cliffs). Nach einer schmaleren Permterrasse erreichen wir die um 1500 m unter der Eocänstufe gelegene Plattform der Karbonschichten, in die sich in ca. 80 km Entfernung der Kolorado sein tiefes Bett eingeschnitten hat. — Gesellig auftretend geben isolierte Tafelberge der Landschaft ein höchst eigentümliches Gepräge, wie man es in den ca. 300 m über der Hochfläche gleichmäßig sich erhebenden, durch schluchtenähnliche Täler getrennten Karreebergen des Kaplandes (Atlas, Taf. 41a) von der Karte ablesen kann.

Anders im feuchten Klima und im Bereich weicheren Gesteins. Wenn mächtige Ströme über ein solches Flachland hinwegziehen und sich selbst breite Täler ausfurchend die durch Abspülung zusammengetragenen Materialien rascher entfernen, so gestalten sie dasselbe verhältnismäßig schnell um. Neben großer Wasserfülle ist stärkeres Gefäll in erster Linie erforderlich. Es kommt daher die Höhenlage des Flachlandes im Verhältnis zu tieferen,

[62]) S. die äußerst klare Darlegung von Branco, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen, Stuttg. 1894, 20—60. — [63]) Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon District. Monographs of the U. S. Geol. Survey. II. Wash. 1882, mit Atlas und anschaulichen Abbildungen. S. die Mesa verde in Neumayrs Erdgeschichte I, 1886, 8.

die Gewässer außerhalb der Platte aufnehmenden Stufen besonders in Betracht.

Die Nordhälfte der Oberdeutschen Hochfläche zeigt uns den Fall, wo wasserreiche Alpenflüsse eine Tafel tertiären Gesteins allmählich in ein Hügelland, nämlich in flache, leistenartige Rücken zerlegt haben[64]), ohne fortan ihre Täler beträchtlich tiefer legen zu können, da die Donau, die sie aufnimmt, in einem nur wenig unter der Mittelhöhe des Hügellandes gelegenen Tale fließt. — Im Elbsandsteingebirge dagegen, in den Lößlandschaften Chinas, im Koloradoplateau Nordamerikas hat überall vom tiefer gelegenen Vorland aus die Erosion steilwandige Täler in die Flachschichtung geschnitten. Senkrechte Zerklüftung des Gesteins wie im Elbsandsteingebirge oder den mit Löß bedeckten Mulden Chinas arbeitet der Flußwirkung vor.

Bei stärker verzweigtem Talsystem muß dann ein Tafelland mehr und mehr in ein Bergland verwandelt werden, wenn nämlich die Talböschungen sich allmählich verflachen und die zwischen den Erosionstälern gelegenen Rippen und Leisten des ehemaligen Tafellandes schmalere Kammlinien erhalten und sich in Einzelgipfel auflösen. Das Charakteristische eines solchen aus ursprünglichem Flachland entstandenen Erosionsgebirges ist neben dem Mangel einer einheitlichen Kammlinie und der Regellosigkeit des Talsystems (das freilich durch die ursprüngliche Neigung der Oberfläche bestimmt sein kann), das annähernd gleiche Niveau, in welchem sich die Einzelgipfel befinden.

Als ein solches Erosionsgebirge wird uns das sog. Rote Becken, das Bergland der Provinz Sze-tschuan im Innern Chinas (Atlas, Taf. 38) geschildert[65]), das, bedeckt von einem flachgelagerten, roten, leichter verwitterbaren Sandstein, durch die wasserreichen Zuflüsse des Jangtsekiang in ein z. T. flachhügeliges Gebirge zerlegt ist. Als Beispiel einer überweich erodierten Gebirgslandschaft können die kaum passierbaren Badlands von Dakota in den Plains von Nordamerika gelten.

§ 161a. Inselberge und Inselberglandschaften[66]). Vielfach gibt ein einzelner aus einer ebenen Landschaft hervorragender Berg derselben ein eigenes Gepräge, mehr noch, wenn solche in gleichmäßigen Formen gesellig auftreten. Der Ursprung solcher Einzelberge kann sehr verschieden sein. Der Name eines Inselberges, ursprünglich für eine bestimmte Gattung vorgeschlagen[67]), wird heute ziemlich allgemein nur in bezug auf seine isolierte Lage, die ihn aus seiner ebenen Umgebung wie eine Insel aus der Meeresfläche hervortauchen läßt, gebraucht. Die eine Gruppe entspricht dem Bilde vollkommener, in dem sie hinsichtlich ihres äußern Baus mit dem umgebenden Flachboden nichts gemein haben. Das ist bei den meisten Vulkankegeln der Fall, sei es, daß diese wie die Basaltkuppe des Kaiserstuhles in der oberrheinischen Tiefebene oder der aus ältern Eruptivgesteinen aufgebaute Zopten in Mittelschlesien den Untergrund durchbrochen haben, sei es, daß sie, wie die Tuffkegel vor der schwäbischen Alb (Fig. 70) durch die Abtragung der sie einhüllenden Schichten erst herauspräpariert sind.

Eine andere Gruppe, oft als Restberge bezeichnet, verdankt ihre Erhaltung zumeist der größern Widerstandsfähigkeit des Gesteins während der Abtragung ihrer Umgebung. In gewissem Sinn kann man die aus dem

[64]) Penck, Das Deutsche Reich, in Kirchhoffs Länderkunde von Europa, (I, 1887, 167). — [65]) v. Richthofen in Pet. Mitt. 1873, 293. — [66]) S. Passarge, Die Kalahari, Jena, 1903; E. Obst, Terminologie u. Klassifikation der Berge (s. o. Anmerk. 4). — [67]) M. Bornhardt, Z. Oberflächengestalt u. Geologie D.-Ostafrikas (Deutsch-Ostafrika, VII, Berlin 1900).

Inlandeis hervorragenden Nunatakr der Grönländer hierzu rechnen (S. 342). Den bei Bildung von Rumpfflächen und Peneplains stehengebliebenen Aufragungen haben die Amerikaner den Namen Monadnocks, nach einem Berge im südlichen New Hampshire (Neu-Englandstaaten) gegeben, wofür man den deutschen Ausdruck „Härtling“[68]) vorgeschlagen hat. Mitten in manchen Tälern der Hochgebirge hat die Erosion nicht selten solche Tal-Inselberge aus einer einst geschlossenen Felsenstufe beiderseits herausgeschnitten.

Rest- oder Inselberge zeigen sich häufig vor einer zurückweichenden Landstufe, als deren abgetrennte Teile sie durch die gleiche Höhe und die nämliche Gesteinsbeschaffenheit wie die der benachbarten Landterrasse und ihrer in die Ebene vorspringenden Bergnasen unschwer zu erkennen sind. Daher auch Zeugenberge benannt (S. 398).

Vor der Schwäbischen Alb erhalten sich solche meist dadurch, daß sich auf ihrem Gipfel noch eine Decke des harten weißen Jurakalkes über dem weichen Dogger, aus dem ihr Körper besteht, erhalten hat.

Rumpfflächen, die in trocknen Klimaten aus Schichtentafeln entstanden sind, pflegen besonders reich an solchen tafelförmigen Inselbergen zu sein. Mesas (Tische) werden sie von den Spaniern benannt[69]). Sie treten massenhaft in dem Flachland des Llano estacado in Westtexas auf. Auch südafrikanische Steppengebiete sind von diesen tischförmigen Inselbergen mit rings ziemlich steilem Abfall übersät. Inwieweit hier und in andern Wüstengebieten die Winderosion an ihrer Bildung beteiligt ist, so daß für manche Gebiete ein vorzeitiges Wüstenklima vorausgesetzt werden müßte, steht noch nicht fest[70]).

§ 162. Faltengebirge[71]). Denken wir uns den Streifen eines Tafellandes in starker Faltung begriffen, d. h. durch seitliche Stauung auf einen kleineren Raum zusammengeschoben, ohne daß andere tektonische Vorgänge oder exogene Kräfte darauf einwirkten, so müßte ein Gürtel mehr oder weniger paralleler Faltensättel (Antiklinalen) entstehen, die als Gebirgskämme aufragend durch Faltenmulden (Synklinalen) getrennt wären. Die Stärke der Faltung würde sich im allgemeinen innerlich in der Steilheit der Schichtenstellung, äußerlich in der Kammhöhe wiederspiegeln. Erreicht die Intensität der Stauung keinen zu hohen Grad und sind die Schichten plastisch genug, um sich den Biegungen anzuschmiegen, so ließe sich ein normales Faltengebirge denken, über das sich die ursprüngliche oberste Deckschicht ununterbrochen und nur in Falten gelegt hinzieht. Indessen solche Gebilde finden sich, da diese Vorgänge sich stets in ungemein langen Zeiträumen vollziehen, auf der Erdoberfläche tatsächlich nicht. Denn die Abtragung hat während der Auffaltung genügende Zeit, ihre die Kämme zernagenden Wirkungen auszuüben und damit die unter jener obersten Deckschicht gelegenen Gesteine bloßzulegen, durch Quertäler die Falten in einzelne Abschnitte zu zerlegen, gegebenenfalls unterstützt durch Verschiebung einzelner Faltenteile an Längs- oder Querbrüchen.

[68]) H. Spethmann (Zentralbl. f. Mineral. 1908, 746. — [69]) Die in den Vorbergen der Felsengebirge Colorados auftretenden Hogbacs (Schweinsrücken) bestehen dagegen aus steil aufgerichteten, oben allerdings abgeflachten mesozoischen Schichtengesteinen. — [70]) Vergl. E. Obst, Pet. Mitt. 1914, I, 245. — [71]) In der Bezeichnung der Faltengebirge folgen wir zumeist den zweckmäßigen Vorschlägen Supans.

1. In allen Faltengebirgen wechseln daher Sattel (Antiklinal-) Kämme mit isoklinalen und selbst synklinalen (Fig. 71, S. 403) ab[72]), aber ein näheres Studium des Querprofils läßt doch den ursprünglichen Faltenbau erkennen. Die Bergrücken entsprechen den Sätteln der Gesamtfaltung, die Senken zwischen ihnen den Faltenmulden. Ein auf diese Weise gebildetes Gebirge nennen wir ein einfaches Faltengebirge. Je jünger es ist, um so mehr wird es die Eigenschaften des normalen Faltengebirges zeigen. Die Kämme sind ohne ausgebildetes Profil. Flache Kuppen, durch die Abtragung herausgearbeitet, pflegen die allgemeine Kammlinie in großer Einförmigkeit nur um ein geringes zu überragen.

Die Faltengebirge sind sonach die Hauptvertreter der Kettengebirge (S. 377). Das typische Tal ist das durch tektonische Vorgänge vorgebildete Längstal, parallel dem Streichen der Schichten und mit breiter Sohle versehen (§ 169).

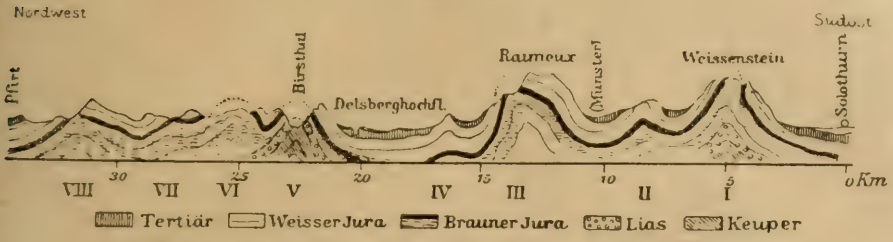
Nur selten beobachtet man für eine Reihe paralleler Falten den gleichen Grad der Schichtenstellung; steilere und schwach gewölbte stehende Falten wechseln mit schiefen, liegenden und selbst überkippten (S. 294) scheinbar regellos ab. Aber im allgemeinen geht durch die Faltung ein und desselben einfachen Faltengebirges ein gemeinsamer Grundzug; die Falten sind im Durchschnitt nach einer Seite steiler aufgerichtet oder überschoben. Dabei pflegen die steileren Falten überhaupt mehr einer Flanke des Gebirges anzugehören, während auf der entgegengesetzten die faltende Kraft gleichsam zu erlahmen scheint, so daß die Falten nach außen schwächer und schwächer werden. Innerhalb einer solchen „Austönungszone", die sich oft im Tafelland verlieren kann, ist es immer schwierig, die Grenze für das Faltengebirge festzustellen.

Vergegenwärtigen wir uns diese Verhältnisse zunächst an dem Gebirge, das lange als klassisches Beispiel eines solchen einfachen Faltengebirges galt, wenn sich auch hier wieder wie bei allen Faltengebirgen der Bau verwickelter gezeigt hat, als es anfänglich schien[73]). Wir meinen den Französischen (oder Schweizer) Jura, von den Geologen kurzweg als Faltenjura oder Kettenjura, im Gegensatz zum Tafeljura bezeichnet. Schon ein Blick auf die Karte (Atlas, Taf. 24) läßt uns erkennen, daß die einzelne Falte, wie sie sich im Gebirgsrücken darstellt, sich niemals durch die ganze Länge des Gebirges, das zwischen Rhoneknie und Rheindurchbruch mehr als 300 km mißt, erstreckt. Vielmehr schieben sich nordwärts weit kürzere Falten — deren längste etwa von halber Gesamterstreckung — kulissenartig hintereinander vor, so daß ein Querschnitt von den anderthalb hundert Einzelfalten, die man gezählt hat, kaum mehr als 8—10 treffen würde. (Fig. 71 in Verbindung mit Atl. Taf. 24.) Die Falten der Südostseite sind die steileren, zum Teil nach NW überliegenden, die Austönungszone befindet sich in diesem Falle auf der Nordwestseite des Gebirges. Und da die Faltung sich auch noch im Relief ziemlich deutlich ausprägt, so kann man die Grenze des Faltenjuras im NW ganz gut verfolgen. Sie schneidet einerseits bei Porrentruy, andererseits im N des Hauenstein deutlich gegen den Tafeljura ab,

[72]) Der Charakteristik Pencks (II, 372), wonach jedes Faltengebirge aus einer starren, ungefalteten Scholle, aus der Faltenzone mit Faltenabfall gegen die starre Zone und aus der Austönungszone bestehen soll, wird man kaum zustimmen können. Jedenfalls gehört die erstere, eben weil sie nicht gefaltet ist, nicht zum Gebirge. Supan, Phys. Erdk. 1896, 467; 1916, 675; diese einfachen Faltengebirge entsprechen v. Richthofens homöomorphen, d. h. gleichförmigen oder reinen Faltengebirgen, also solchen, bei denen Faltung das durchaus herrschende Prinzip des Gebirgsbaues ist; Penck nennt sie monogenetisch. — [73]) Fr. Machaček, Der Schweizer Jura; Versuch einer geomorphol. Monographie. (Pet. Mitt. Erg.-Heft 150, Gotha 1905, bes. Kap. V.)

während in der Rheinebene die Falten noch weiter nach N (bis Pfirt) vordringen[71]). Zugleich kann das Profil die Tatsache erläutern, daß das Juragebirge im Beginn der Tertiärzeit noch nicht existierte. Denn die mitteltertiären (mitteloligozänen) Meeressande, die jetzt isoliert das Becken von Delsberg und die südlichen Täler erfüllen, haben einst noch die Osthälfte des ganzen Gebirges bedeckt und sind, soweit sie nicht von den Bergrücken fortgewaschen sind, bei der Auffaltung mit gebogen.

Fig. 71.



Profil durch den Berner Jura ca. 1 : 310000 und in etwa dreifacher Überhöhung.

Methodische Bemerkung. Die verwickelten und noch ungelösten Fragen über die ursächlichen Vorgänge der Gebirgsfaltung würden wir hier unbeachtet lassen können, wenn nicht gewisse Ausdrucksweisen angefangen hätten, sich auch in der geographischen Literatur einzubürgern, die nur vom Standpunkt ganz bestimmter, aber nicht allgemein angenommener theoretischer Anschauungen verständlich sind. Dazu gehört der Begriff der Vorder- und Rückseite eines Faltengebirges oder seines Vorlandes und Rücklandes. Es beruht auf der Wahrnehmung, daß in vielen solchen Gebirgen die Falten nach einer Seite überliegen, und auf der Annahme, daß dies durch einen einseitig auf das Gebirge wirkenden Druck hervorgerufen sei[75]). Die Vorderseite würde hiernach dort zu sehen sein, wohin das Gebirge mit seinen überkippten Faltenzügen gleichsam „vorzudringen“ und benachbarte starre Schollen zu überwältigen scheint, wogegen das Rückland den Sitz der die Falten von hinten überschiebenden Druckkraft bezeichnen würde. Für den Kettenjura würde also die Burgundische Hochfläche das Vorland, die Schweizerische das Rückland bedeuten. Für die deutschen Alpen wäre die Oberdeutsche Hochfläche das Vorland, für das Himálajagebirge die Hindostanische Ebene usw. Die Vorstellung des einseitig wirkenden Druckes ist es, die bekämpft wird, da man noch keine Erklärung dafür besitzt, wie ein solcher zustande kommt[76]) und andererseits die Vermutung solchen einseitigen Drucks, der wie z. B. die Karpathen vollständig beherrschen sollte, sich bei weiterer Untersuchung als irrig erwiesen hat. Denn gerade dort hat man nachgewiesen[77]), daß der seitliche Druck, welcher einzelne Zonen in Falten gelegt hat, zu verschiedenen Zeiten bald von Nord nach Süd, bald umgekehrt wirkte. Unter diesen Umständen empfiehlt es sich für uns, jene Ausdrücke in ähnlicher Weise zu vermeiden wie die der „Hebungen und Senkungen“ der Küsten, für welche man einen neutralen Ausdruck eingeführt hat (§ 135). Weniger Bedenken erregt die Unterscheidung einer konvexen Außenseite und konkaven Innenseite bei dem meist bogenförmigen Verlauf der Faltengebirge.

---

[74]) Nach Steinmann, (Ber. d. naturf. Ges., Freiburg i. B. 1892, II, 150). S. das Kärtchen in Neumayrs Erdgeschichte (I, 1886, 358, 1 : 1000000). — [75]) Begründer und Hauptvertreter dieser Anschauungen vom einseitigen Druck ist E. Sueß. S. bes. die Schrift „Entstehung der Alpen“ 1875. — [76]) S. z. B. Bittner, Über einige tektonische Begriffe usw. (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1887, 397—422). — [77]) V. Uhlig, Bau u. Bild der Karpaten (in Bau u. Bild Österreichs, Wien u. Leipzig 1903, Abschn. XII, Geol. Entwickelungsgesch. d. Karpathen).

Als eine nur selten auftretende Abart des einfachen Faltengebirges mag für jetzt die Erhebung aufgefaßt werden, welche im wesentlichen nur aus einem einzigen Hauptsattel von mächtiger Spannweite aufgebaut ist. Manche Landschwellen, wie die oben geschilderten Flügel des Weald (S. 307), gehören hierher. Aber man glaubt auch einzelne Hochgebirgspartien auf eine solche gewaltige Aufwölbung eines Erdrindenstücks zurückführen zu müssen, wie dies z. B. von seiten der Amerikaner für das Uintah-Gebirge, welches das Wahsatch-Gebirge mit dem Felsengebirge verbindet (40° N. Br., Atl., Taf. 43), versucht ist. Da man dabei eine Beugung der Schichten wesentlich nur an den Flanken der Gebirge beobachtete, hat man sie als Flexurgebirge oder Sattelgebirge bezeichnet[78]).

2. Zusammengesetzte Faltengebirge[79]). So einfachen äußeren wie inneren Baues, wie er oben geschildert, sind schon die Gebirge nicht, welche wir soeben als einfache Faltengebirge bezeichneten, geschweige denn die großen Kettengebirge der Erde. Vielmehr sind dieselben alle aus Zonen beträchtlich verschiedener Bildungen zusammengesetzt. Meist läßt sich eine vorwiegend aus kristallinischem Urgestein gebildete Kernzone den sie begleitenden Gürteln von gefaltetem Deckgebirge gegenüberstellen. Doch trifft man selten einen wirklich symmetrischen Bau an, wie es (in gewissem Sinn) bei den Ostalpen der Fall ist. In diesen kann man eine ausgesprochene Kernzone, aus Grundgebirge bestehend, von einer nördlichen und südlichen Kalkalpenzone von annähernd gleicher Breite und Höhe (aber freilich vielfach ungleichem Bau) unterscheiden. Ähnlich bei den Pyrenäen, die gleichfalls ein symmetrisches Faltengebirge darstellen, wofür der Beweis der speziellen Landeskunde dieses Lehrbuches vorbehalten werden muß.

Aber auch ohne solche Symmetrie, die in vielen Fällen erst durch nachträgliche Umgestaltungen des ursprünglich symmetrisch angelegten Faltengebirges zerstört ist, herrscht gürtelförmige Anordnung der einzelnen Erdrindenteile, welche die großen Faltengebirge zusammensetzen, durchaus vor. Die kristallinischen Zonen wechseln wie beim Himálaja mehrfach mit vorherrschend sedimentären ab. Nun zeigt sich immer deutlicher, daß diese Zonen teils im ganzen, häufiger noch in ihren einzelnen Abschnitten eine wechselvolle Geschichte gehabt haben. Im allgemeinen pflegen die kristallinischen Zonen — nicht isoliert in der Breite, in der sie heute entblößt sind, sondern voraussichtlich mitsamt ihren Flanken unter der heutigen Sedimentdecke — bereits in älteren Perioden in Falten gelegt und zu Gebirgen aufgerichtet, dann wieder abgetragen und von neuem unter das Meer tauchend mit Sedimenten bedeckt zu sein. In späterer Zeit sind sie dann gleichzeitig mit den inzwischen ungleichförmig an- und aufgelagerten Schichten von neuem, aber meist in ungleichem Grade von der Faltung ergriffen oder mächtiger erhoben und eben deshalb der Abtragung wieder in höherem Grade ausgesetzt worden. Vom größten Teil kristallinischer Kernzonen kann man annehmen, daß das Urgestein erst durch die erneute Denudation wieder bloßgelegt ist. Ja, auch die Richtung der faltenden Kraft bleibt nicht immer dieselbe. Die Folge ist, daß Zerberstungen gewaltiger Rindenteile, horizontale wie vertikale Verschiebungen derselben längs großer Brüche an der Umgestaltung jedes zusammengesetzten Faltengebirges mitarbeiten und damit

[78]) Supan, Phys. Erdk. 1911, 658, 1916, 673. — [79]) Supan, 1896, 469; 1916, 676 ff.: v. Richthofens heteromorphe, d. h. ungleichförmige, Peńcks polygenetische Faltengebirge.

nicht selten einzelne Partien einer erneuten Aufbiegung in Falten ganz entziehen.

So kommt es, daß wir in ein und demselben Gebirge hier die jüngsten angelagerten Steine noch in steile Falten aufgerichtet sehen — dies ist besonders am Nordrand der Schweizer Alpen mit den miozänen Molassefalten der Fall —, während an andern Stellen Schichten weit höheren Alters wie die Triaskalke der Österreichischen Alpen weithin flachgelagert und in Schollen zerlegt sind, ohne daß sie an der tertiären Auffaltung nennenswerten Anteil genommen haben.

Als weitere Folge ergibt sich, daß die über ältere Gesteine abgelagerten Schichten selbst innerhalb der nämlichen Zone des Gebirges oft in sehr verschiedenes Niveau kommen, daher in einem Fall der rascheren Fortwaschung gänzlich anheimfallen, im andern durch ihre tiefere Lage davor teilweise bewahrt geblieben sind.

Lange hat man allgemein angenommen, daß, wenn innerhalb der Faltengebirge ältere Schichten über jüngeren lagern, dies nur eine Folge vollständiger Überkippung mächtiger Falten sein könne (Fig. 66, S. 295). Oberhalb der Erdoberfläche suchte man einerseits durch Konstruktion der Luftsättel den Zusammenhang der mittlerweile in ihren Wölbungen zerstörten Falten wieder aufzufinden, andererseits unterirdisch sie bis zu ihren umgebogenen Wurzeln zu verfolgen. Man vermutete also durch Bohrungen auf den unterlagernden Flügel der überkippten Schicht zu kommen.

Wie sehr solche künstliche Konstruktionen geologischer Profile zu Täuschungen führen können, hat sich bei Durchbohrung des Simplontunnels ergeben; der innere Verlauf der gefalteten Gesteine hat sich völlig anders gezeigt, als man ihn aus den Neigungen der außen zutage tretenden Schichten und Massengesteine geschlossen hatte.

Auf Überschiebungen bis zu einem Vorstoß der überkippten Falten von 10, ja 15 km war man gelegentlich schon gestoßen. Schwierigkeit bot diese Erklärungsweise immer dort, wo die Schichten, welche nach Alter und Bildungsweise, d. h. nach dem Befund der Versteinerungen und petrographischer Zusammensetzung zueinander gehören, räumlich allzuweit voneinander entfernt waren und den Felsmassen etwas Fremdartiges oder Exotisches gaben.

So zeigen z. B. die sogenannten Schweizer Voralpen im Chablais und den Mittelalpen, d. h. die Kalkalpen nordwestlich einer Linie von etwa Cluses im Arvetal (Atlas, Taf. 24) bis zum Ostende des Thuner Sees, keine der eben genannten Beziehungen zu den benachbarten Juraketten, mit denen man sie früher im unterirdischen Zusammenhang unterhalb des Schweizer Hügellandes dachte. Und fremdartig erscheinen gewisse Klippenberge in der Umgebung des Vierwaldstätter Sees, wie vor allem die Mythen in O. von Schwyz insofern, als sie offenbar wurzellos als feste Jura- und Kreidekalke auf der Unterlage der sie zugleich umgebenden weichen (jüngern) Flyschschichten ruhen.

Unter den verschiedenen Erklärungsversuchen hat die Aufstellung der sog. Überfaltungstheorie oder der Theorie der Überdeckungsschollen sich vielfach Anhänger erworben, ist aber auch nicht ohne starken Widerspruch geblieben [80]). Es handelt sich um jene, allerdings an die Phantasie

[80]) Über diese etwa um 1898 auftauchenden Anschauungen vergl. u. a. H. Schardt, Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizer Alpen, Lausanne 1898, und M. Lugeon, Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse; (Bull. Soc. géolog. de France, 1901). Eine übersichtliche, durch zahlreiche Abbildungen und Profile erläuterte Darstellung

starke Ansprüche machende Erweiterung der Lehre von den überkippten Falten, die bereits früher besprochen wurden (S. 295). Danach sollen jene exotischen, nicht zu ihrer Umgebung passenden Kalkmassen Reste völlig überkippter Falten sein, welche durch horizontalen Schub von der Südseite der kristallinischen Hochalpen auf Entfernungen von 30, 40, ja 100 km herüber geschoben seien, und zwar zu einer Zeit, in der diese letztern noch nicht von neuem zu der bedeutenden Höhe emporgehoben waren, in der wir sie jetzt finden. Indem durch eben diese spätere Erhebung die Wurzeln der überfalteten Schichten in höhere Regionen gelangten, wurden sie einer weit stärkern Abtragung ausgesetzt und z. T. ganz fortgewaschen, so daß ihre vorgeschobenen Enden, des Zusammenhangs beraubt, immer mehr als Klippen oder ganze Gebirgsstreifen wie eben jene Voralpen wurzellos erscheinen, d. h. als fremdartige Gebilde gegenüber ihrer Unterlage und Umgebung. Indem die gewaltigen Decken, welche einzelne Partien eines Gebirges weithin überlagern, auch Lücken zeigen, in denen das unterlagernde, autochthone, d. h. an Ort und Stelle gebildete Gebirge zutage tritt, spricht man von Fenstern im Bereich der Decken. Als solche werden z. B. die hohen Tauern von manchen Forschern angesehen [82]).

Manche der anfänglichen Zweifler dieser Deckentheorie haben sich neuerdings dazu bekannt. Einzelne wollen Deckengebirge [83]) oder Faltungsdeckengebirge [84]) als eine besondere Gebirgsklasse neben die Faltengebirge stellen.

Überall, wo die Auffaltung dem Gebirgszuge noch den eigentlichen Charakter gegeben hat, wo Streichungsrichtung der Schichten der Hauptsache nach mit der Erhebungsrichtung der Einzelzüge übereinstimmt, wo ferner durch die begleitenden Vorgänge die ursprüngliche Anordnung in große Faltenzonen noch nicht völlig aufgehoben ist, diese letzteren noch den Hauptketten und -erhebungen entsprechen und demnach auch die für eine solche Anordnung typischen Längstäler deutlich in die Erscheinung treten, bleibt der Name des Faltengebirges gerechtfertigt.

Wie schon öfter hervorgehoben, gehören dieser Gattung des zusammengesetzten Faltengebirges alle unsere großen Hochgebirge an, vor allem die zahlreichen Glieder der beiden Hauptgebirgsgürtel der Erde, des Eurasischen wie des Amerikanischen. Aber auch außerhalb derselben ist sie in dem Ural und den Alleghanies vertreten, die wir jedoch als weitaus ältere, bereits zu Mittelgebirgen abgetragene jenen jungen, hauptsächlich in der Tertiärzeit von neuem mächtig aufgefalteten und daher noch vielfach den Hochgebirgscharakter tragenden Gebirgen gegenüberstellen.

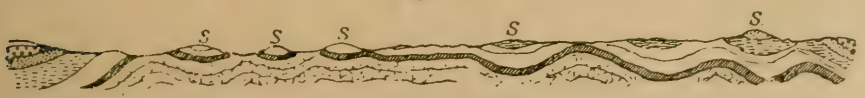
gerade dieser neuen Auffassungen gab G. Steinmann (Geolog. Probleme in den Alpen; Zeitschr. d. D. u. Öst. Alpenvereins 37, 1906, 1—44). Daselbst auf S. 29 die Profile durch den Simplon nach älterer und neuerer Anschauung. Ebenso zu vergleichen Alb. Heim, Geol. d. Schweiz Bd. II, 1919—20. Gegen die Ausdehnung der Überdeckungsschollen-Theorie auf die Ostalpen haben sich österreichische Geologen bisher meist ablehnend verhalten. Vergl. u. a. C. Diener (Pet. Mitt. 1907, LB. 49); J. Frech, Über den Gebirgsbau der Alpen, (Pet. Mitt. 1908, 224 ff.) Auch die Italiener erkennen die Theorie für die Apenninen nicht an. Vergl. Th. Fischer (Pet. Mitt. 1908, 164 ff.) — [82]) Vergl. Ed. Sueß, der im letzten Bande des Antlitz der Erde (III$_2$, 1909) ganz der Deckentheorie sich anschließt. Vergl. Abschn. 13 u. 14 d. Alpen, bes. S. 189 ff.: „Die Tauern sind ein Körper, der mit lepontischer Umrandung unter den Ostalpen (als Fenster) hervortritt." — [83]) H. Stille, Über Hauptformen der Orogenese u. ihre Verknüpfung. (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math. nat. Klasse 1918, 2.) — [84]) S. Passarge (Grundlagen III, 1919, 17).

3. Einseitig gebrochene Faltengebirge. Betrachten wir die genauer untersuchten bogenförmigen Faltengebirge Südeuropas, so tritt uns die Tatsache deutlich vor Augen, daß die konkaven innern Zonen bereits gewaltige Zerstörungen durch Einbrüche erlitten haben und daher teilweise oder ganz verschwunden sind. An ihre Stelle traten häufig vulkanische Ergüsse, welche, wie wir vermuten, der Auflockerung der Erdrinde an dieser gebrochenen Seite ihr Entstehen verdanken.

Bei den Westalpen fehlt die innere Zone der Kalkalpen, bei den Ostalpen ist sie durch große Verwerfungen gegliedert, und die jungen vulkanischen Erscheinungen treten in den Lessinischen Alpen, sowie den Monti Berici und Euganei neben den jungtertiären Sedimenten auf (Atlas, Taf. 23). In den Karpaten ist das Westende der kristallinischen Kernzone bereits unter der Ungarischen Tiefebene versenkt und nur noch in Resten vorhanden, sie fehlt im Quellgebiet der Theiß und tritt erst in Siebenbürgen wieder auf. Dagegen breiten sich längs dieses Innenrandes des Gebirges Decken jungeruptiver Gesteine aus (Taf. 14). Ja in den Apenninen ist die gesamte Innenzone in die Tiefe gesunken, die kristallinische nur noch in einzelnen getrennten Resten vorhanden (wie in den Apuanischen Alpen nördlich von Pisa Atlas, Tafel 23], dem Toskanischen Hügelland, dem Kap Circello usw., den Kalabrischen Gebirgsmassiven). Die Stelle jenes ehemals zusammenhängenden Gürtels nehmen jetzt z. T. weit ausgebreitete vulkanische Aufschüttungen ein, die höchsten Erhebungen des Gebirges (Gran Sasso u. a.) sind auf die äußerste Sedimentzone gerückt.

4. Die alten abgeflachten Faltengebirge oder Rumpfgebirge. Die Gebirgsfaltung hat, wie wir wissen, in allen Zeitaltern stattgefunden, wenn auch vielleicht in einzelnen Perioden in erhöhtem Maße. Es gibt aber Gebirge, in denen eine jüngere Auffaltung nicht nachweisbar ist. Sie erweisen sich schon durch die Abwesenheit jüngerer Bedeckungen als

Fig. 72.



Geol. Profil durch die Alleghanies nordwestlich von Harrisburg (nach Rogers)[85]).

ältere Gebilde, sie zeigen meist nur paläozoische Schichten (Ural, Alleghanies) an ihrer Oberfläche. Die von außen wirkenden, die Erhebungen wieder zerstörenden Kräfte haben in diesem Falle, unbehindert durch spätere Wiederauffaltung, ihre Wirksamkeit durch unendliche Zeiträume entfalten können. Die Folge ist eine starke Abtragung aller Faltensättel, beträchtliche Verminderung des Abstandes von Gipfel- und Sockelniveau und damit ein Ausgleichen der Kammlinie. So kommen die verschiedensten geologischen Horizonte an die Oberfläche und zum Teil in gleiches Niveau. Bezeichnend ist, wie oft die Gebirgskämme der Ketten alsdann von den im allgemeinen härteren Synklinalfalten gebildet werden, die ursprünglich in der Tiefe der Muldentäler gelegen haben müssen (*S* in Fig 72). Solange solche

[85]) S. B. Willis, The mechanics of Appalachian structure (in XIII. Ann. Rep. of the U. S. Geol. Survey, Wash. 1893, Taf. LVI.)

im Rumpf erhaltenen Gebirge daneben noch die Anordnung in parallele Ketten und das typische Längstal beibehalten haben, bekunden sie aufs deutlichste ihre nahe Verwandschaft zu den Faltengebirgen.

Das Hauptbeispiel eines solchen alten, stark abgeflachten Faltengebirges, in dem trotz mannigfacher Umgestaltung, auch durch Brüche, die Richtung der Ketten und großen Längstäler noch der nordöstlichen Streichungsrichtung der Schichten entspricht, bieten uns die Alleghanies Nordamerikas (Fig. 72).

Gewiß treten Rumpfgebirge auch unter den Schollengebirgen auf. Der Name bezeichnet ja nur ein stark vorgeschrittenes Stadium der Abtragung. Die neuere Morphologie bezeichnet sie als spätreife oder bildlich, weil ihrer Krönungen beraubt, als unterjochte Gebirge[86]). Der Schwarzwald gilt als typisches Beispiel.

§ 163. Leitlinien der Faltenzüge. Nur selten begegnen wir auf der Erdoberfläche Faltengebirgen von streng geradliniger Erstreckung — Pyrenäen und Kaukasus sind die wichtigsten Vertreter letzterer Gattung. Weitaus die meisten haben einen bogenartigen Verlauf, ohne daß man die Ursache dieser Erscheinung schon erkannt hätte. Was aber besonders beachtenswert, das ist die Neigung zu starken Umbiegungen am Ende einzelner Faltenzonen. Teils wird hierdurch ein fast ununterbrochener Zusammenhang, eine Vermittelung zwischen Gebirgen selbst entgegengesetzter Streichungsrichtung hergestellt, die sich damit zu großen die Kontinente durchlaufenden Faltenzügen oder Gebirgssystemen vereinigen. Teils stellt ein rutenförmiges Auseinanderweichen der Einzelketten (eine Virgation) am Ende mancher Kettengebirge eine gewisse Verbindung zwischen weit voneinander entfernten, parallelen Faltenzügen her. Diesen Leitlinien großer Faltenzüge nachzuspüren, um ihnen nach weiter Unterbrechung wieder und wieder ein Glied einzufügen, hat einen besonderen Reiz. Es fehlt uns aber noch viel an der richtigen Erkenntnis des inneren Baues der meisten Faltengebirge, um die Leitlinien schon überall verbürgen zu können.

Die rutenförmige Ausstrahlung der Einzelketten von Faltengebirgen tritt schon klar bei den Ostalpen in die Erscheinung, wo die nördlichen Falten zu den Karpaten, die südlichen zu den Dinarischen Alpen hinüberleiten. Deutlich läßt sich die Umbiegung nach Ost am Nord- und Südende der Anden von Südamerika verfolgen[87]), sowie die schon unter dem 30° S. Br. beginnende rutenförmige Abzweigung einzelner sich stärker umbiegender Ketten (Sierra de Córdova und Höhenzüge südlich von Buenos Aires. Atlas, Taf. 44). Wirbelförmig sind die Leitlinien der südeuropäischen Gebirge[88]). Von den Alpen zweigt sich im Norden des Golfes von Genua der Apennin ab, biegt sich in Süditalien bezw. Sizilien immer mehr nach West und leitet so zum Atlassystem hinüber, dessen Innenseite dem Mittelmeer zugekehrt ist. Am Westende führt eine zweite Biegung im Halbkreis, nur durch den Einbruch der Meerenge von Gibraltar unterbrochen, derart zum westlichen Ausläufer der Sierra Nevada, daß die Innenseite dieses Gebirges wiederum dem Iberischen Meer zugewandt ist. In ähnlicher Weise schwenken die sich von den südöstlichen Alpen abzweigenden Illyrischen Alpen nach Südosten ab, durchziehen den Westen der Balkanhalbinsel bis zum Peloponnes und scheinen über Kreta längs der Westküste Kleinasiens nordwärts umzubiegen[89]). Dort legt sich der taurische Bogen an, der nun den Süden Kleinasiens durchzieht, um am Südrand Armeniens in die taurischen Ketten umzu

[86]) W. M. Davis, Erklärende Beschreibung der Landformen 1912, 282. — [87]) Ed. Sueß, Antlitz der Erde I, 1885, 663. — [88]) Daselbst I, 285 ff. — [89]) Ed. Sueß III$_1$, 1901, 411.

biegen und sich in den Randgebirgen Irans fortzusetzen. So nähern sich die Faltenzüge bald einander — es findet eine Scharung, ein engeres Aneinanderschließen statt —, bald weichen sie auseinander, weite Hochflächen oder auch tiefe Einsturzbecken (Ägäisches Meer, Tyrrhenisches Meer usw.) zwischen sich lassend, so daß sie in girlandenförmiger Anordnung innerhalb des eurasischen Gebirgsgürtels erscheinen (S. 366).

§ 164. Schollengebirge. Das Wesen einer Bruchlinie im Erdreich und der Verschiebung von Erdrindenteilen längs solcher Verwerfungen ist früher geschildert (§ 130). Immer mehr bricht sich die Erkenntnis Bahn, daß für große Regionen der Erde die Bruchbildung eine viel wesentlichere Ursache der Umgestaltung der Erdoberflächenformen ist, als man früher annahm. Allerdings scheinen weite Gegenden seit langem die Eigenart völlig starrer Schollen angenommen zu haben, in anderen hat aber die Bruchbildung niemals geruht, selbst in den jüngsten Zeitaltern nicht. Sie fehlt selbst nicht im jugendlichen Aufschüttungsboden, wo freilich Verwerfungsfugen und -Absätze rasch durch die lockere Deckschicht verwischt werden. Sie haben sich daher häufig ihrer Feststellung lange entzogen, bis eine erneute Prüfung ihre Spuren aufdeckte.

1. Niveauunterschiede von beträchtlicherem Maße, so daß wir von Gebirgsabfällen reden können, werden bei der Bruchbildung immer nur entstehen, wenn ein größeres Erdrindenstück dabei in Bewegung gerät. Nach unseren neueren Anschauungen ist die Abwärtsbewegung einer sinkenden Scholle die hauptsächlichste Ursache. Nicht notwendig braucht sich dieselbe ringsum durch Brüche von ihrer Umgebung zu lösen; es kann auch durch Beugungen, sog. Flexuren (S. 295) geschehen. Wie dem auch sei, das Stück, von dem jene sich losgelöst hat — es mag kurzweg als stehengebliebene Scholle (oder „hangender Flügel") bezeichnet werden —, tritt uns fortan als Vollform, als Gebirgserhebung entgegen. Leicht ergeben sich danach die beiden Hauptarten von Bruchgebirgen, das Schollenrandgebirge und das Horstgebirge.

Schollenrandgebirge[90]). Im ersten Fall kommt als Gebirgserhebung nur der Abfall der stehengebliebenen Scholle in Betracht. Die Landstufe, soweit sie durch den Abbruch einer Scholle erzeugt ist, gehört hierher, bedarf aber kaum erneuter Erörterung (§ 159). Hat der Bruch ein bereits geneigtes Erdrindenstück betroffen, oder ist, wie dies wohl häufig geschehen sein mag, während des Vorgangs dieser Gebirgsbildung die stehengebliebene Scholle in eine geneigte Lage gekommen, so haben wir es mit einer Keilscholle zu tun. Gebirgscharakter wird sie aber nur am Schollenrand besitzen, sich also von der Stufe nur durch die geneigte Rückenfläche der Scholle und die etwas schärfer ausgeprägte Kammlinie längs dem First des Schollenrandes auszeichnen. Mehr oder weniger parallele Flußtäler auf der schwach geneigten Abdachung, kurze in die Kammlinie rückgreifende Rinnsale am Steilrand, dessen Gewässer oft ein dem Gebirgsfuß entlang ziehender Fluß aufnimmt, sind die Begleiter der Keilscholle.

Von diesem Standpunkt ist das Sächsische Erzgebirge ein gutes Beispiel eines solchen Schollenrandgebirges, sobald man diesen Namen mehr auf die orographische Einheit des schmalen Grenzgebirges zwischen Sachsen und Böhmen beschränkt und nicht auf die geognostische Einheit einer Rumpfscholle (s. u.) aus-

[90]) v. Richthofen, Führer, 655.

dehnt. Im N den vereinigt dort das senkrecht zur Kammlinie abfließende Talsystem der Mulde ihre parallelen Quellflüsse erst in der Ebene; nach Süden fällt die Scholle in die 6—800 m tiefer gelegene Senke, welche von Eger und Biela in Längstalern durchstromt wird und mit jungtertiären, unmittelbar auf dem tiefgesenkten Gneis ruhenden Ablagerungen bedeckt ist.

Horstgebirge[91]). Auf den Begriff des Horstgebirges ist früher schon hingewiesen (S. 294 und Fig. 65). Es setzt im Grunde einen allseitigen, durch Bruchlinien bewirkten Gebirgsabfall voraus; der Name scheint indessen auch gerechtfertigt, wenn der größte Teil der Umfassungslinien eines Gebirges auf solche Vorgänge zurückzuführen ist. Ob nun in diesen Fällen die formgebenden Niveauunterschiede nicht teilweise auch durch eine Emporpressung des Horstes bewirkt sind, wie manche annehmen, entzieht sich bis jetzt noch oft der Entscheidung.

Ob der Harz, den man längere Zeit als Vorbild eines Horstes anzusehen geneigt war, wirklich als solcher zu gelten hat, erscheint nach den neueren Untersuchungen, die jüngere Auffaltungen nachgewiesen haben, doch fraglich. Die Horstnatur der Zwillingsbildungen Vogesen und Schwarzwald tritt auch nicht deutlich in die Erscheinung; ausgeprägte Bruchlinien begrenzen beide Gebirge nur nach der Rheinseite, während Außenränder mehr durch Abtragungsstufen der flachabfallenden Deckschichten gebildet zu werden scheinen[92]).

Systeme der Bruchlinien. Es ist nun wichtig, darauf hinzuweisen, daß ebenso wie weite Landstriche von derselben Richtung der Auffaltung ergriffen sind, so auch die zahlreichen Bruchlinien, die ein echtes Schollenland durchziehen, immer deutlicher sich in gewisse Systeme ordnen lassen, bei denen eine Hauptrichtung vorherrscht. Sie treten freilich, weil sie sich mehrfach kreuzen, weniger klar in die Erscheinung wie die stetigen oder nur allmählich sich umbiegenden Faltungsrichtungen, aber weil sie die heutigen Umrisse der Gebirgserhebungen im Schollenland hauptsächlich bedingt haben, so lassen sie sich doch in vielen Fällen von der Karte ablesen. Die erweiterte Forschung hat auch die Talstreckenbildung in manchen Ländern in engen Zusammenhang mit diesen Systemen von Bruchlinien zu bringen gewußt.

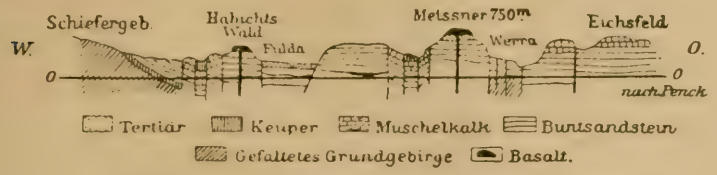
Auf diese Weise ist die am Anfang des 19. Jahrhunderts von L. v. Buch aufgestellte Dreigliederung der deutschen Gebirge nach ihrer Erhebungsrichtung in anderer Gestalt wieder aufgelebt infolge der Erkenntnis, daß hauptsächlich drei Richtungen von Bruchlinien das deutsche Schollenland durchsetzen und sowohl die Umrisse der Gebirge als den Verlauf zahlreicher Talsenken bedingen: das niederländische System, nordöstlich (bis ostnordöstlich) gerichtet, im Hunsrück und Taunus wie im Erzgebirge vertreten, das rheinische, in den Begleitern des oberrheinischen Tieflandes mit Nordnordostrichtung erkennbar, und das herzynische, nordwestlich gerichtet, wie es Harz und Sudeten, Thüringer und Böhmer Wald zeigen. — In gleicher Weise sind es z. B. meridionale Bruchlinien, die das Plateau von Utah im westlichen Nordamerika durchsetzen.

2. Deutliche Unterschiede müssen sich daher ergeben, je nachdem ein Tafelland, ein Faltengebirge oder das Gebiet eines Gebirgsrumpfes von solchen Brüchen erreicht wird. Man wird daher nach diesen Gesichtspunkten drei Arten von Schollengebirgen unterscheiden dürfen[93]).

[91]) v. Richthofen, Führer, 655. — [92]) H. Eck in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1891, S. 248. Vergl. auch Penck II, 360. — [93]) Die von Supan durchgeführte Unterscheidung in Tafelschollen-, Faltenschollen- und Rumpfschollengebirge erscheint mir zweckmäßiger als diejenige Pencks in Deckschollen- und Grundschollengebirge.

Die Tafelschollengebirge (Tafelgebirge) treten in der Form von Schichtstufengebirgen und Tafelhorsten in vielen Tafelländern mit mehr oder weniger wagerechtem Schichtenbau auf. Beide unterscheiden sich wenig von den entsprechenden Formen des Erosionsgebirges (§ 161), nur daß die erodierende Kraft der fließenden Gewässer durch die großen Vertikalunterschiede wirksamer gemacht ist und den Bildungen eine reichere Ausgestaltung gibt.

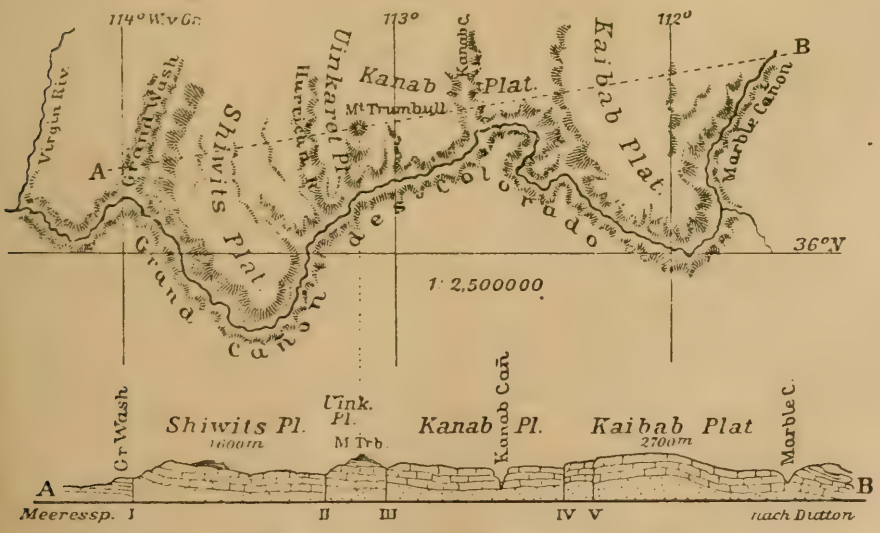
Fig. 73.



Geolog. Profil durch das nordhessische Bergland. Maßstab 1 : 1 250 000 in 10facher Überhöhung[94]).

Das hessische Bergland, ursprünglich ein Sandsteinplateau, verdankt seine mannigfaltige vertikale Gliederung, abgesehen von den Durchbrüchen zahlreicher Basaltkegel und -decken dem Zusammenwirken von Längs- und Querbrüchen und besteht daher jetzt aus vielen kleinen Tafelschollen von recht verschiedener Höhe, die zum Teil durch Basaltdecken (Meißner) vor der Abtragung bewahrt blieben (Fig. 73 in Verbindung mit Atlas, Taf. 21).

Fig. 74.



Geolog. Profil durch das Koloradoplateau[95]).

In großartigem Maße ist das Koloradoplateau durch meridional verlaufende Verwerfungen in Tafelschollen zerlegt, die gegenseitig um 1000 m

[94]) Penck, Das Deutsche Reich, 1887, S. 320. — [95]) Karte nach Petermann, Stielers Handatlas, Taf. 58; Das überhöhte Profil nach C. E. Dutton, Tert. Hist. of the Gr. Cañon District, Wash. 1882, Pl. 2 (Anm. 53).

und mehr verschoben sind, wie dies Fig. 74 andeutet. Die Einzelschollen sind zu breit, um als Gebirge zu gelten, wohl aber sind sie mit mächtigen Erosionsstufen umkränzt (S. 398) und bedeckt.

Faltenschollengebirge. Wird ein Faltengebirge durch Brüche in Schollen zerlegt, so bedingt die Richtung der Verwerfungen im Verhältnis zur Streichungsrichtung die Scheidung von Längs- und Querschollen, die bei Tafelschollen nicht notwendig ist. Jede Faltenscholle, in der die Erhebungsrichtung mit der Streichungsrichtung übereinstimmt, wird als Längsscholle (Längshorst), jede solche, bei welcher sich beide schneiden, als Querscholle oder Schrägscholle (Diagonalscholle) bezeichnet werden müssen. Wird nun ein Faltensystem von Quer- (oder Schräg-) Brüchen derart betroffen, daß durch Absinken von Zwischenschollen einzelne Stücke jener Falten als isolierte Erhebungen stehen bleiben, so bilden sich Faltenschollengebirge. In der Form kleiner Längsschollen treten sie wie Inseln häufig dort aus dem Flachland auf, wo größere Faltengebirge durch Querbrüche ihr Ende erreichen, wie z. B. am Fuß der Ostalpen (Leithagebirge, Bakony Wald). In ihrer reihenförmigen Anordnung lassen sie trotz großer Zwischenräume zuweilen die ehemalige Ausdehnung großer Kettengebirge noch weithin ins Flachland oder über Inselreihen hinweg verfolgen. Auf die angedeutete Weise können Faltensysteme vollkommen in Erhebungsfolgen aufgelöst werden.

Wir erinnern an die Erhebungen kristallinischen Gesteins, welche im bogenförmigen Verlauf die argentinischen Pampas durchziehen und als Fortsetzung der östlichen Andenkette anzusehen sind (S. 408). Der Kranz der kleinen Antillen bildet eine Folge kleiner Schollen eines Faltenzuges, von denen freilich manche eher als Querhorste bezeichnet werden könnten, abgesehen davon, daß vulkanische Bildungen die unterlagernden Schichten oft verdecken.

Fig. 75.

Im östlichen Griechenland ist die Gegend, wo das Wesen des aus Querschollen zusammengesetzten Faltenschollengebirges recht deutlich verfolgt werden kann. Das Thessalische Küstengebirge erscheint uns mit seinen drei Hauptgipfeln von Olymp, Ossa, Pelion, ebenso wie das Gebirge von Nordeuböa und das Pindusgebirge (Atlas, Taf. 26), als südöstlich streichende Erhebungen. Indessen haben wir es mit zwei vollkommen verschiedenen Faltungssystemen zu tun. Den Westen der Balkanhalbinsel beherrschen in der Tat südsüdöstlich streichende Falten. Im Pindussystem stimmt Gebirgs- und Streichungsrichtung überein. Den Osten Griechenlands erreicht dagegen ein älteres von Kleinasien herüberstreichendes ostwestliches System zahlreicher paralleler Falten. Diesen gehören die Längsschollen des Othrys, Oeta und der Gebirge an, die Böotien von Attika trennen; in diesen verläuft auch die Kammlinie westöstlich. Aber längs der Küste haben parallele Bruchlinien das Thessalische Küstengebirge

aus einer großen Zahl von kurzen Querschollen des alten Faltengebirges zusammengeschweißt. Die Kammlinie ist nunmehr (Fig. 75) der Richtung des Faltenstreichens schnurstracks zuwider und läuft über Faltensättel und -mulden hin[96]).

Rumpfschollengebirge oder Rumpfhorste. Von dem zuletzt beschriebenen Fall unterscheidet sich ein Rumpfhorst nur dadurch, daß ein Stück alten Faltenlandes, das aber durch Abtragung bereits seines Gebirgscharakters entkleidet war, durch Brüche neue Umrisse erhält und in ein anderes Niveau zur Umgebung gebracht wird. Setzen wir auch hier den Verlauf der maßgebenden Bruchlinien zum Faltungssystem der Schichten in Beziehung, so lassen sich Beispiele aller Arten von Schollengebirgen unschwer erkennen. Im allgemeinen mehr in der Form von Massiven (S. 377) auftretend, zeigen sie mitunter die deutlichsten Formen eines Rücken-, seltener eines Kettengebirges. Als gemeinsame Kennzeichen ergeben sich dabei geringer Unterschied der Gipfelhöhen, eine Oberfläche vorherrschend von Plateaucharakter mit flachgewölbten Kuppen und einförmigen Rücken, Talsysteme ohne ausgesprochene Richtung, oft widersinnig zur Schichtenfaltung. Das Durchbruchstal (§ 170) ist typisch für diese Rumpfschollengebirge, und wo die Seitentäler die Längsrichtung annehmen, sind sie nicht so breitsohlig wie die tektonischen Täler der Faltengebirge.

Die deutschen Mittelgebirge gehören größtenteils den Rumpfschollengebirgen an. Das Erzgebirge vertritt die Form einer schräggestellten Längsscholle, indem die Gneismassen, aus denen es in der Hauptsache gebildet ist, ebenso wie die teilweise aufgelagerten paläozoischen Schichten in ostnordöstlicher Richtung aufgefaltet waren, in der auch der Bruchrand verläuft. Und jenseits einer in gleicher Richtung verlaufenden Mulde, in der vom Rotliegenden überdeckt die Steinkohle sich ablagert, — sie läßt sich auch durch Talknickungen von Zwickau bis Freiberg erkennen (Atlas, Taf. 21) — erhebt sich als niedriges Hügelland ein zweiter Sattel kristallinischen Gesteins, von den Geologen das sächsische Granulitgebirge genannt, mit gleichgerichteter ostnordöstlich streichender Faltung[97]). — Den Südabfall des benachbarten Thüringer Waldes[98]) begleitet dagegen ein Querbruch von erstaunlicher Länge, denn auch in diesem Gebirge streichen die älteren Falten durchaus ostnordöstlich, wie sich am unbedeckten Plateau des Frankenwaldes deutlich erkennen läßt. Der Nordwesten hat eine reiche Geschichte, Porphyrmassen drangen dort fast alles überdeckend hervor, darauf lagerte sich fast die ganze Folge mesozoischer Gesteine ab. Nun erfolgten jene parallelen Querbrüche, die dem nordwestlichen Wald die Umrisse eines schmalen Rückengebirges verliehen, und die Denudation entfernte seitdem das Deckgebirge größtenteils wieder. — Auch der Harz gehörte einst dem gleichen Faltungssystem an, während die Randbrüche später ein Gebirge von elliptischem Umriß mit westnordwestlich ziehender Erhebungsrichtung aus ihm bildeten, einen Querhorst mit abgeflachten Gipfeln (vergl. übrigens S. 410)

§ 165. Vulkanische Gebirge. Nachdem früher (§ 134) die Einzelformen vulkanischer Erhebungen besprochen sind, gilt es jetzt Vorkommen und Verbreitung der Vulkanberge kurz zu erörtern. Das erstere ist an keine Höhenstufe gebunden, sie treten ebenso als wenig bemerkbare Erhebungen wie als gewaltige Bergmassen auf. Sie sitzen auf dem Kamm der Gebirge wie

[96]) S. Bittner, Burgerstein, Neumayr u. Feller in Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Bd. 40, 1880, daraus Fig. 75. — [97]) H. Credner, Das erzgebirgische Faltensystem, Vortrag, Dresden 1883. — [98]) H. Proeschold, Der Thüringer Wald und seine Umgebung, Stuttg. 1891 (Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde V, Heft 6).

auf zwischengelagerten Hochebenen. Vielfach überragen sie den Kamm der Hochgebirge. Aber als aufgeschüttete Massen darf für sie nicht schlankweg die absolute Höhe des Gipfels in Rechnung gezogen werden, sondern eigentlich nur die Erhebung über dem Niveau des durchbrochenen Erdreichs.

Von diesem Standpunkt kennen wir zurzeit kaum höhere Vulkanberge als solche von rund 5000 m. Dazu gehört u. a. der sich unmittelbar am Meeresstrand erhebende Kliutschewskaja Sopka in Kamtschatka (4800 m) und der Kilima-Ndscharo in Ostafrika, der sich auf einer Hochfläche von etwa 1200 m bis zu 6000 m (absolut) erhebt. Übrigens wechselt bei dem unsichern Stand von Kraterrand und Aschenkegel die Gipfelhöhe tätiger Vulkane rasch, wie z. B. die des Vesuvs seit hundert Jahren zwischen 1100 m und 1300 m schwankte.

Gesellig können kleinere Vulkankuppen und -kegel als Kleinformen einer Landschaft einen eigentümlichen Charakter verleihen (Eifel, die Puys in der nördlichen Auvergne); zu Vulkangebirgen kommt es erst bei enggeschlossenem Auftreten.

Ein vulkanisches Kuppengebirge von kleinstem Umfang ist das Siebengebirge am Rhein; zu einem solchen von ungemein unruhigem Oberflächenbau hat die Erosion das Böhmische Mittelgebirge umgestaltet, bei dem Basalte, Trachyte und Tuffe wohl einst mehr von Kreidesandsteinen bedeckt gewesen sind. Ein vulkanisches Kammgebirge von beträchtlicher Länge stellen die Trachytmassen der Hargita in Siebenbürgen im Quellgebiet der Maros und Aluta, an der die beiden Kokel entspringen, dar (Atlas, Taf. 25b).

Eine zuverlässige Statistik aller in historischer Zeit tätigen Vulkane wird schwer herzustellen sein; auch die Zahl von 430 Vulkanen[99]), für welche innerhalb der letzten Jahrhunderte Ausbrüche nachgewiesen sein sollen, dürfte zu niedrig gegriffen sein. Es ist auch im Einzelfall schwierig, einen Vulkan für vollkommen erloschen zu erklären, ebenso überhaupt die Individualität des Einzelvulkans festzustellen. Man hat deshalb versucht, den letztern Begriff durch „Eruptionszentrum" zu ersetzen[100]). Doch fehlt es noch viel zu sehr an genauern Durchforschungen der meisten Verbreitungsgebiete, um eine bestimmte Zahl der als erloschen geltenden Vulkanberge verbürgen zu können. Sicher ist sie weit größer als die der in jüngsten Zeiten tätigen[101]).

Wenn nach obiger Angabe allein 321 mit 2162 (= 75%) Ausbrüchen zwischen 1800 und 1914 auf die Umsäumung des Großen Ozeans entfallen, so ist dies ein Beweis für den engen Zusammenhang, in welchem der Faltengürtel der pazifischen Gestade mit dem Vulkanismus steht. Im allgemeinen

[99]) Die sorgfältigste Zusammenstellung der in geschichtlicher Zeit tätigen Vulkane dürfte im „Katalog d. geschichtl. Vulkanausbrüche" von K. Sapper (Straßburg 1917) enthalten sein. Die Angaben weichen nur unbedeutend von denen G. Mercallis ab (I vulcani attivi della terra, Milano 1907). Vergl. d. Auszug aus der Tabelle in geogr. Anordnung bei Supan, Phys. Erdk. 1916, 399. Mercalli nimmt 213 seit 1800 tätige Vulkane an, Sapper zählt v. 1800—1914 2865 Ausbrüche auf. — [100]) A. Stübel, Über die Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptionszentren und der sie kennzeichnenden Vulkanberge in Südamerika. (Pet. Mitt. 1902, 1. M. Karte). — [101]) Begreiflicherweise läßt sich auf Übersichtskarten der ganzen Erde der Reichtum an vulkanischen Erhebungen innerhalb der Einzelgruppen nicht entfernt darstellen. Sie können nur ein allgemeines Bild geben. Vergl. Berghaus, Physik. Atlas Abt. I, Taf. 3, 1888, 1 : 90000000. Auf C. Wägler, Die geogr. Verbreitung der Vulkane (Mitt. d. Vereins f. Erdk., Leipzig 1900, mit 2 Planigloben im mittleren Maßstab 1 : 31000000), wird nur wegen der Karten verwiesen; der Text ist flüchtig und zeigt den Verfasser der Aufgabe nicht gewachsen.

reihenförmig gruppiert, wenn auch keineswegs strenglinear innerhalb der Einzelgruppe, lassen sich die tätigen oder noch wohl erhaltenen Vulkane auf den australischen und asiatischen Inselkränzen von Neuseeland bis nach Kamtschatka und den Alëuten — auch die Marianen rechnen wir hier ein — fast in ununterbrochener Folge erkennen. Am reichsten dürften sie sich auf dem äußern Kranz der Sundainseln auftürmen, da man in Sumatra und Java deren einschließlich der erloschenen je mehr als hundert nachgewiesen hat. Geringer scheint ihre Zahl auf dem Westrand von Nordamerika zu sein. Größere Lücken finden sich hier zwischen dem Vorkommen kürzerer Reihen. Erst in Mexiko beginnt das gesellige Auftreten von neuem, um sich dann, wieder durch weite Lücken vulkanloser Gebiete getrennt, in Zentralamerika (13°—9° N. Br.) und wieder nahe dem Äquator in Colombia und Ecuador (5° N.—3° S.) fortzusetzen. Unweit des Titicasees beginnt dann eine neue Reihe[102]), die nach den neueren Untersuchungen nun kaum mehr eine größere Unterbrechung erfährt bis zur Südspitze des Kontinents, so daß es ziemlich willkürlich erscheint, hier von einem besondern peruanisch-bolivianischen, chilenisch-argentinischen und patagonischen Vulkangebiete zu sprechen.

Die Vulkane fehlen dagegen fast ganz an den Schollenküsten des Atlantischen und Indischen Ozeans, treten aber auf den ihnen zugekehrten, in Inselkränze zerstückelten Faltengebirgen, wie auf den kleinen Antillen in Westindien und, wie schon erwähnt, auf den großen Sundainseln wieder auf. Innerhalb des Eurasischen Faltengürtels erscheinen Vulkanbildungen seltener, doch fehlen sie dem westlichen Zweige keineswegs und sind auch hier meist in Gruppen vereinigt. Sehen wir von dem mehr sporadischen Auftreten am Innenrand der südspanischen Kordillere und des Atlas ab, so folgt dem mächtigen Vulkangebiet längs der Tyrrhenischen Küste Italiens — der Ätna steht schon außerhalb des inneren Bruchrandes — dasjenige der griechischen Kykladen; an das kleinasiatische schließt sich das reich ausgebildete Armeniens. Kaukasus und Elburs besitzen deren, während sie im Himálaja bisher nicht nachgewiesen sind. Sie fehlen nicht am Bruchrand der Südalpen und Karpaten und treten sporadisch im Bereich des westeuropäischen Schollenlandes (Auvergne, Eifel, Nordböhmen usw.) auf. Vor allem machen sie sich längs des großen ostafrikanischen Grabens inmitten des heutigen Kontinents geltend und fehlen nicht im Gebiet seiner nördlichen Verlängerung längs des syrischen Grabens und im Nordwesten Arabiens. Auch in Westafrika treten sie vereinzelt auf. Ein solches Vulkangebiet gruppiert sich um den innersten Winkel des Guineabusens (Kamerunberg, Fernando Poo usw.). Madagaskar trägt Vulkane; die benachbarten Inseln (Komoren, Maskarenen) sind vulkanisch.

Innerhalb der Ozeane selbst lassen sich die Vulkane bis jetzt schwieriger zu bestimmten Gruppen vereinigen. Die große Mehrzahl aller hohen Inseln des großen Ozeans sind rein vulkanischer Natur, ebenso wie die Galá-

[102]) A. Stübel (vergl. Anm. 100) unterschied noch 1902 ein völlig getrenntes peruanisch-bolivianisches Vulkangebiet (16°—26° S.) von einem mittelchilenischen (34°—44° S.), wogegen R. Hauthal (Pet. Mitt. 1903, 97—102) sofort die Lücke zwischen 26°—34° S. durch etwa 80 nachgewiesene Vulkanberge, besonders dicht im O. der Atakamawüste, ausfüllte und im übrigen die von Stübel südl. d. 34° Br. angenommenen 28 Eruptionszentren auf 48 ergänzte, ganz abgesehen von ca. 30 vulkanischen Deckenergüssen im O. der Kordilleren. Vgl. die zugehörigen Karten Stübels und Hauthals 1 : 10000000, die beide seltsamer Weise ohne ausgezogenes Gradnetz veröffentlicht sind(!).

pagos in der Osthälfte desselben. Von den Inseln des Atlantischen Ozeans gilt dasselbe. Die Antarktis entbehrt der gleichen Erscheinungen nicht (Gaußberg in Kaiser-Wilhelm-II.-Land, Erebus und Terror im Victoria-Land). Damit ist die Aufzählung nicht erschöpft. Nur die wichtigsten Verbreitungsgebiete konnten genannt werden. Das Ergebnis ist von neuem ein sehr häufiger Zusammenhang des Vorkommens mit tektonischen Regionen, ohne daß sich die Vulkane als notwendige Begleiterscheinungen erweisen.

§ 166. Die Gewässer des Festlandes. Die feinere Ausgestaltung der Landoberfläche wird, wie wir sahen (§ 151), durch gewisse Kleinformen hervorgerufen, unter denen man an sich, wie bei den Großformen, einen Gegensatz zwischen Voll- und Hohlformen machen könnte. Tatsächlich haben lange Zeit hindurch nur die letzteren die Aufmerksamkeit der Geographen auf sich gezogen, weil sie zur Aufnahme der von der Landoberfläche abfließenden Gewässer dienen, bis diese am tiefsten Punkt, also, wenn sich die Hohlformen nach dem Meere zu öffnen, in diesem selbst zur Ruhe kommen. Bäche, Flüsse, Ströme, Seen geben innerhalb der Täler und Becken, in denen sie sich bewegen und sammeln, zwar nur ein Element der Gestaltung der Bodenform an, aber ein sehr wichtiges und leicht zu verfolgendes, nämlich eine Tiefenlinie, gegen welche die Gefällsrichtungen der Umgebung geneigt sind; in ihrer Horizontalprojektion zeichnen wir sie als Flußlinien und Seeränder (Küstenlinien) auf die Karte.

Methodisches. Es ist bekannt, daß die Kartographie sich viele Jahrhunderte begnügte, lediglich das Netz aller dieser feuchten Tiefenlinien festzulegen, es dem Beschauer überlassend, sich daraus zugleich eine Vorstellung von der Plastik des Erdbodens zu machen. Als ein Erzeugnis der Phantasie, die hierdurch genährt wird, haben sich bis ins 19. Jahrhundert auf den Karten nicht selten langgestreckte Gebirgszüge dort erhalten, wo im Flachland nur niedrige Anschwellungen den Abfluß regeln, weil man sich im gebirgigen Mitteleuropa das Quellgebiet eines Stromes nur auf dem Gebirgskamm vorstellen konnte. Die Hydrographie des Festlandes, die Lehre von den Quellen, Flüssen, Seen blieb in den geographischen Lehrgebäuden bis in die Gegenwart ein im übrigen unabhängig von der Orographie und losgelöst von den sie beherbergenden Gefäßen behandelter Zweig der physikalischen Erdkunde. Je mehr man indessen die wahre Abhängigkeit des Flußverlaufes und der Wassersammlung in Seen von der Bodengestaltung erkannt hat, je mehr die zusammenhängenden Flußlinien sich als eine Verkettung zahlreicher Hohlformen (Täler) von ganz verschiedenem Ursprung erwiesen, an deren Ausgestaltung der in ihnen heute entlang ziehende Strom oft nur einen untergeordneten Anteil hat, während ihm manche Verbindungsglieder allein ihre Entstehung verdanken, um so mehr ist der Schwerpunkt der Betrachtung von den Gewässern selbst an die Stellen des festen Bodens, welche sie aufzunehmen vermögen, gerückt. Diese gesunde Entwickelung wissenschaftlicher Anschauung, die uns beim Studium des hydrographischen Netzes nunmehr von der orographischen Karte ausgehen heißt, muß sich auch im Lehrgang aussprechen.

Wir werden daher zunächst die im Gelände vorgezeichneten erhabenen Ausgangspunkte des fließenden Wassers, die Wasserscheiden, sodann die abwärts geneigten Kanäle, in denen es herabgleitet, nämlich die Täler, und endlich seine Ruhepunkte, die Seebecken, betrachten, ehe wir zu den diese Formen in Verbindung setzenden Flußsystemen (§ 177) selbst übergehen.

§ 167. Die Wasserscheiden[103]. Jedem rinnenden oder stehenden Gewässer auf der Landoberfläche kommt ein bestimmtes Gebiet zu, von dessen mittelbar oder unmittelbar nach innen geneigten Flächen das Wasser der betreffenden Tiefenlinie oder dem Tiefpunkte zufließt. Das ist sein Stromgebiet, dessen Außengrenzen die sogenannte Gesamtwasserscheide des Gebietes bilden. Jeder Einzelpunkt derselben befindet sich an einer Stelle, wo zwei Gefällsrichtungen des Abflusses von einander abgekehrt sind. Im Vergleich mit dem nächst benachbarten Gelände ist eine Wasserscheide also stets eine Höhenlinie, die, wie jede Grenze doppelseitig ist, damit den beiden Gebieten angehört, welche sie trennt. So wichtig die Kenntnis ihrer Lage auch für manche hydrographische Fragen ist, so finden die Wasserscheiden auf unseren Karten doch keine unmittelbare Darstellung. Wir vermuten sie in der Nähe der Quelle eines Rinnsals, und zwar etwas oberhalb, weil die meisten Quellen am Abhang einer Erhebung entspringen, und ziehen daher mit größerer oder geringerer Berechtigung die Hauptwasserscheide als Linie längs der Mitte zwischen den Ursprungsstellen zweier nach entgegengesetzten Richtungen strömenden Gewässer. Die Wasserscheide umschließt das Quellgebiet eines Flusses, um dann im Zusammenhang dem ganzen Flußbecken als vereinigende Grenzlinie (Scheidelinie) zu dienen (§ 177).

Bleiben wir zunächst bei ihrer trennenden Aufgabe, beim wasserteilenden Punkte oder der wasserteilenden Strecke stehen. Gut entwickelt setzt letztere einen deutlichen First zweier widersinnig entwässerten Abdachungen voraus. Nicht selten verflachen sich jedoch einzelne Stellen. Die Wasserscheide wird unbestimmt; sumpfige Flächen verdecken sie. Statt einer Höhenlinie trennt eine neutrale Ebene, die in der Niederung gewaltige Ausdehnung annehmen kann, die benachbarten Abflußgebiete. (Weitere Ausführung im § 178.)

1. Normal nennen wir die Linie, wenn sie als sog. Kammwasserscheide mit dem Verlauf der Kammlinie einer Erhebung zusammenfällt und mit dieser alle Höhen- und Tiefenpunkte gemeinsam hat. Bei Kettengebirgen also, wenn sie den Hauptkämmen entlang läuft und damit die Hauptabdachungen des Gebirges auch hinsichtlich des Wasserabflusses scheidet, gleichviel, ob sich die von den verschiedenen Abdachungen abrinnenden Gewässer etwa außerhalb des Gebirges wieder zu einem Flußsystem vereinen oder nicht.

Normal ist die Scheide im Thüringer Wald (Atlas, Taf. 21), normal ist auch im allgemeinen die Hauptwasserscheide der Alpen, da sie Außen-, Innen- und Ostabdachungen des Gebirges normal trennt. Von den Ligurischen Alpen in vielfach gewundenem Einzelverlauf bis an die Hohen Tauern gelangend, gabelt sie sich an deren Westende (Dreiherrenspitze, Atlas, Taf. 23) und läßt keinen Fluß der ungarischen Abdachung nach Oberdeutschland und der Adria oder umgekehrt gelangen.

Alle Kräfte, welche einen Gebirgskamm abzutragen suchen, helfen die Wasserscheide erniedrigen. Die eigentlich gefährdeten Stellen sind immer ihre Tiefpunkte, sobald sich diesen die Wurzeln zweier Gegentäler nähern,

[103]) In erschöpfender Weise zum ersten Male behandelt v. A. Philippson, Studien über Wasserscheiden, Leipzig 1886, 162 S. Vergl. auch v. Richthofen, Führer 695; reiche Literatur bei Sölch in Kendes Handb. d. Geogr. Wiss. (1914, 177 ff.).

weil das abfließende Wasser dann beiderseits mit starkem Gefäll rückgreifend an der Erniederung arbeiten kann. Wenn trotzdem sich viele Wasserscheiden durch ganze Erdepochen fast an der nämlichen Stelle erhalten haben, so rührt dies im allgemeinen von dem geringfügigen Wasservorrat her, der gerade in der unmittelbaren Umgebung der Scheide zur Verfügung zu stehen pflegt.

Sobald freilich einer jener Tiefpunkte unter das Niveau eines benachbarten Sammelgebietes erniedrigt wird und somit dieses letztere sich durch die Lücke in dasjenige entwässern kann, von dem es bisher geschieden war, so gliedert sich der alten Wasserscheide des Stammbeckens sofort diejenige des Nachbargebietes an. Die bisher gemeinsamen Strecken der Hauptwasserscheide werden bis auf die Durchbruchstelle Nebenscheiden. Wir sprechen in diesem Fall von einer *überspringenden oder durchgreifenden Wasserscheide*. Die Ursache solcher Flußdurchbrüche wird uns später beschäftigen (§ 170). Hier erinnern wir an die auf der Karte leicht zu verfolgende Tatsache, wie ungemein häufig solche rück- oder durchgreifenden Wasserscheiden sich finden. Eine unsymmetrische Teilung nach dieser Richtung folgt besonders bei solchen Gebirgen, die eine ausgesprochene Regenseite besitzen. Dort ist die Scheide weit nach innen gerückt und verläuft oft über niedere Innenketten, während hochgipfelige Vorketten nur Scheiden zweiter Ordnung bilden.

Die auffallendsten Beispiele[104]) gewähren die von den Monsunen bestrichenen Südabhänge des Himálaja (Taf. 38), wo nicht nur die Hauptflüsse (Indus, Satledsch, Brahmaputra) auf der tibetanischen Seite entspringen, sondern zahlreiche andere ihre Quellen auf Hinterketten haben. Das gleiche ist der Fall bei den Anden von Peru (Taf. 44), wo die Westkette Hauptwasserteiler ist. Die Erosion greift hier weit von der regenreichen Ostseite aus ins Gebirge. In Ecuador, wo beide Gehänge Niederschläge empfangen, springt die Wasserscheide dagegen mehrfach von einer Hauptkette zur andern über (Taf. 44).

2. Besondere Beachtung verdienen noch die *Talwasserscheiden*[105]), niedrige Erhöhungen, die sich quer durch ein Tal hinziehen, also lediglich den Boden dieser Hohlformen, nicht diese selbst gliedern. Sie sind in Kettengebirgen weit häufiger, als man nach Übersichtskarten vermuten sollte, besonders in Längstälern (S. 423). Zuweilen unter unseren Augen durch Steintobel und Bergstürze entstanden, lassen sich manche auf Moränenschutt der Eiszeit zurückführen, wie denn diese letztere in manchen Gebirgen und einst vergletscherten Flachlandsgebieten erheblich zur Umgestaltung der Talsysteme und damit des Verlaufes der Wasserscheiden beigetragen hat. Die Verstopfung eines Tales an irgendeiner Stelle bedingt zeitweilige Gefällsverminderung und Auffüllung des oberen Talbodens mit Geröllmassen. Oft überwindet der aufgestaute Fluß das Hindernis unmittelbar und es entsteht auf die Dauer eine Talwasserscheide nur dann, wenn die Aufstauung schließlich im *oberen Talabschnitt zur Umkehrung des Gefälls* führt. Häufigkeit von Talwasserscheiden ist ein Hauptanzeichen eines stark ausgereiften Rumpfgebirges.

[104]) O. Krümmel, Einseitige Erosion. Ausland 1882, 30—33 u. 45—48. — [105]) A. Supan, Studien über Talbildungen des östl. Graubündens und der Tiroler Zentralalpen. (Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1877, 36).

Dieser Fall ist eingetreten, als ein Zweig des Inngletschers sich ins Tal des Achensees drängte[106]) und es im Süden durch Geschiebe verstopfte. Seitdem wird das Tal nach Norden zur Isar entwässert. Typische Talwasserscheiden sind das Toblacher Feld (1200m) inmitten des Pustertales (Taf. 23), ferner die Stelle bei Sargans in Graubünden (Taf. 24), welche der Rhein einst zeitweise benutzt hat, um seine Gewässer über Walen- und Züricher See der Aar zuzuführen. Das auffallende Beispiel der Reschenscheideck im Quellgebiete der Etsch (1500m, Taf. 24) erklärt man sich dadurch[107]), daß eine sehr niedrige Kammwasserscheide durch mächtige Geröllmassen, welche die abwärts rinnenden Flüsse in Zeiten großer Aufstauung zu beiden Seiten aufschütteten, ausgebnet ist.

§ 168. Die Täler[108]). Zum engeren Begriff eines Tales gehört neben zwei im nahen Abstand parallel verlaufenden und gegeneinander geneigten Seitengehängen eine Sohle mit einseitigem Gefäll[109]). Jedes Tal hat also ein oberes Ende (Talanfang) und ein unteres; und, wenn man in einem Tale abwärts zieht, hat man die rechte Talwand zur Rechten und umgekehrt.

1. Tieftäler und Flachtäler. Am deutlichsten treten obige Elemente der Talform an Gebirgstälern hervor. Wir haben es dabei fast immer nur mit Tieftälern zu tun. Es bestehen bei diesen freilich in Hinsicht der Tiefe und Breite wie der Form des gesamten Querschnittes noch beträchtliche Unterschiede, die uns bei Betrachtung der Flußerosion (§ 148) und Gletschererosion (§ 143 d) schon eingehender beschäftigt haben. Wir erinnern hier nur nochmals kurz an die unzugängliche Schlucht (Klamm) mit senkrechter Wandung (§ 140), an das zum Zirkus ausgeweitete Quertal, wie es dem Faltenjura eigen ist[110]), ferner an die häufigste Form der Talfurche (mit V-förmigem Querprofil), in der die Sohle neben dem auf ihr herabeilenden Fluß kaum Platz für eine Straße läßt (Kerbtäler). Endlich an die breitsohligen, in ebenen Stufen abfallenden, stattliche Ansiedelungen der Menschen aufnehmenden Längstäler unserer Hochgebirge (Sohlentäler)[111]). Ein Spezialfall der breitsohligen sind die übertieften Täler mit ihrer U-form oder Trogform bei breiter Sohle und ziemlich steilen, oft in Terrassen abfallenden Talwänden (S. 347 ff.). In jedem Fall nehmen die Gehänge der Tieftäler einen beträchtlichen Anteil am gesamten Flächengehalt der Hohlform. Daß fast alle Gebirgstäler als Tieftäler auftreten,

[106]) Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882, 159, mit Profil. — [107]) Philippson (s. Anm. 103). — [108]) Eine kurze Geschichte der wandelnden Ansichten über die Talbildung s. bei Penck, Morph. II, 134 ff. Über neuere Einzelarbeiten berichtet das Geograph. Jahrbuch. Kaum eine morphologische Frage ist seit einem Menschenalter so im Fluß wie diese. Talbildung bildet den Hauptgegenstand der Forschungen u. Erörterungen W. M. Davis und seiner Schule. Daher eine fast verwirrende Fülle von Erklärungs- und Einteilungsversuchen und solchen der Namengebung für die nämlichen Begriffe. Vergl. dazu A. Hettner, Alter u. Form d. Täler (G. Z. XXVIII, 1912, 665—82). Pencks Kapitel über die Täler (II, 1894, 58—141) behandelt erschöpfend die orographischen Elemente dieser Hohlformen, läßt aber mehr wie andere Abschnitte seines Werkes beweisende Ausführungen und erläuternde Beispiele vermissen. An letzteren ist reich F. Löwls Schrift „Über Talbildung" (Prag 1884), weniger glücklich ist die Namengebung. In letzterer Hinsicht zeichnet sich dagegen v. Richthofen (Führer, 638—652) aus, der aber die verschiedenen Möglichkeiten der Talbildung auch nicht durch Beispiele belegt. Mehr an die Natur knüpfen die eingehenden Ausführungen über die Wasserläufe von de la Noë und de Margerie (Les formes du terrain, 1888) an. — [109]) Penck II, 60. — [110]) A. F. Förste (nicht Förstle), The drainage of the Bernese Jura (Proc. of the Boston Soc. of. Nat. Hist. XXV, 1892, 392—418, mit Kartenskizze; vergl. Pet. Mitt. 1894, LB. 344); Machaček, Der Schweizer Jura, Gotha 1905. — [111]) S. Passarge, Physiol. Morphologie, 1912, 160.

ist leicht verständlich, weil, wie immer dieselben durch tektonische Vorgänge vorgebildet sein mögen, dennoch der Hauptfaktor der Ausgestaltung, das fließende Wasser, im Gebirge in verhältnismäßig reichem Maße vorhanden ist und ein starkes Gefäll vorfindet. Es sind die Tieftäler aber auch den meisten Hochflächen, zumal ihren Stufenrändern, eigen, weil die Erosionsbasis, von welcher aus ein Fluß sich rückwärts eine Talfurche tiefer und tiefer einschneidet, beträchtlich unter dem Niveau der Hochfläche zu liegen pflegt.

Das untere Ende der Täler ist, von dem seltenen Fall des blinden Tales abgesehen, stets geöffnet, im Innern eines Gebirges gegen ein anderes Tal, am Gebirgsrand gegen die Ebene oder gegebenenfalls gegen das Meer. Die meisten Gebirgstäler haben ferner am oberen Ende einen Abschluß, ein Hintergehänge, in welchem sich die Seitengehänge oder Talwände zusammenschließen und das in steilem Aufstieg zu einer Kammwasserscheide führt. Es tritt am ausgeprägtesten in der Form der halbkreisförmigen Kare auf (S. 347). Ein solches Hintergehänge fehlt dagegen, wenn zwei in entgegengesetzter Richtung streichende Täler nur durch eine Talwasserscheide getrennt sind. Wir haben es dann mit dem einfachsten Fall eines Talzuges zu tun. Der Volksmund hat solche Talzüge nur bei sehr niedriger Wasserscheide mit einheitlichem Namen belegt, wie z. B. bei dem Pustertal, indem die beiden Gegentäler der Drau und Rienz gleichsam als eine einzige Hohlform angesehen werden. Setzt sich dagegen durch ein nach beiden Enden geöffnetes Tal das Gefäll eines oberhalb desselben gelegenen Talbodens gleichförmig fort, so hat sich dafür der Name eines Durchbruch- oder Durchgangstales eingebürgert.

Der Begriff des blinden Tales[112]) setzt eine Verwachsung der Talwände am unteren Ende voraus. Das im Tal strömende Wasser muß sich an letzterm in einem Endsee aufstauen oder unterirdisch durch Hohlräume entweichen. Blinde Flußtäler sind daher den Karstgebieten besonders eigen. Ihrer Entstehung nach sind sie Einsturztäler. Das Rekatal im Norden von Istrien, das Likatal in Dalmatien (Atlas, Taf. 23) sind solche blinde Täler.

Im Flachlande verschwinden die Seitenwände eines Tales oft derart gegenüber der Talsohle, daß die Grenzen des einem Flusse zugehörigen Flachtales[113]) aus indirekten Anzeichen bestimmt werden müssen. In der Ebene liegt die Talsohle nicht selten nur einige Meter unter dem allgemeinen Niveau des Landstriches, ja bei den die eigene Alluvion stetig vergrößernden Dammflüssen (S. 391) erhebt sie sich in der Mitte des Tales bisweilen über die Höhe der Talränder. Es gehen dort die Flachtäler vielfach in weite sog. Talungen über, wie solche als alte Urstromtäler, die durch die Gletschergewässer der Eiszeit ausgearbeitet wurden, Norddeutschland von O. nach W. durchziehen. Ohne Schwierigkeit können in diesen die Flüsse durch Kanäle verbunden werden, weil die in ihnen verbreiteten Talwasserscheiden außerordentlich niedrig sind.

[112]) Penck II, 282. — [113]) Penck (II, 65) will alle Täler bis zu 200 m Tiefe als Flachtäler bezeichnet wissen, offenbar nach Analogie der Unterscheidung von Tiefland und Hochland oder von Flachsee und Tiefsee. Indessen tritt hier der Mangel einer Unterscheidung zwischen Groß- und Kleinformen zutage. Beim Tal kommt durchaus das Verhältnis der Talgehänge zur Breite des Talbodens und die Neigung des Gehänges mit in Betracht. Daher läßt sich eine solche Höhengrenze nicht festsetzen, in jedem Fall liegt sie für das Flachtal sehr weit unter der Grenze von 200 m.

2. Jedes Tal zeigt verschiedenartig ausgestaltete Talstrecken[114]), Talweitungen wechseln mehr oder weniger mit Talengen, ebene Talböden mit Stufen raschen Gefälles aus Ursachen, die meist schon früher bei der Betrachtung der Flußerosion und Sedimentablagerung geschildert sind (§ 140). Bei gestörter Gesteinslagerung ist für die wechselnde Form der Täler oder einzelner Talstrecken auch die Schichtenstellung der erodierten Gebiete maßgebend. Von einem Synklinal- oder Muldental spricht man, wenn die Talwände beiderseits nach der Talsohle zu einfallen, also von — meist sanft geneigten und quellenreichen — Schichtenflächen gebildet werden (Münstertal im Jura im Querschnitt, s. Fig. 71, S. 403). Bei einem Antiklinal- oder Satteltal treten dagegen beiderseits die Schichtenköpfe zutage und legen Schichten verschiedener Härte bloß, so daß sich Verwitterungsterrassen an den Gehängen bilden (Birstal im Juraprofil, Fig. 71, S. 403). Theoretisch besitzen dagegen die Isoklinaltäler oder Monoklinaltäler, auch wohl Scheidetäler genannt[115]), ein steileres aus Schichtenköpfen gebildetes und ein sanfter geneigtes, von einer Schichtenfläche oder nach dem Tal zu fallenden Schichten aufgebautes Gehänge. Eine dieser Formen pflegt dem Tale auf weite Strecken den eigentlichen Charakter aufzuprägen, und ein Wechsel desselben ist auch fast immer mit einem solchen der Talrichtung verknüpft. Umgekehrt weist daher eine plötzliche, wenn auch unbedeutende Talwendung meist auf veränderte Gesteinslagerung oder Härtewechsel der Talwände hin.

3. Die Versuche, die Täler nach ihrer Entstehung einzuteilen[116]), haben zwar noch zu keiner Einigung geführt, aber allgemein hat man erkannt, daß es sich dabei im Durchschnitt um weit ältere Gebilde handelt, als man früher annahm. Viele Täler führen ihren Ursprung auf Zeiten zurück, in denen das Bodenrelief ihrer Umgebung ein beträchtlich vom heutigen verschiedenes war. Tektonische Vorgänge, also einfache Schichtenneigung oder Schichtenstörungen im Sinne der Verbiegung, Faltung und des Bruches, haben dem fließenden Wasser stets zuerst die Richtung der Strömung vorgezeichnet, aber in seltenen Fällen die heute sichtbaren Hohlformen der Täler unmittelbar geschaffen. Dies ist das Werk der Erosion, deren Wirkung mittelbar wieder von Rindenbewegungen beeinflußt ist. Die Anpassung der Wasserrinnen an das Gestein wird meist durch die Schichtenlagerung bedingt. Theoretisch lassen sich nun zwar leicht die verschiedenen Möglichkeiten der Talbildung aufstellen, aber die Schwierigkeit liegt im Einzelfall in der Abwägung der für die heutige Ausgestaltung maßgebenden Faktoren und damit der Unterordnung eines bestimmten Tales unter das System. Es fehlt dazu noch sehr an gründlichen Untersuchungen über die Entwickelungsgeschichte einzelner Täler. Noch werden manche Vorkommnisse in ganz entgegengesetztem Sinne gedeutet. Man hat den an-

[114]) S. die anschaulichen Karten zu Supans Talstudien (Anm. 105). — [115]) Der Name des Scheidetales wird zum Teil auf diejenigen (meist monoklinen) Täler beschränkt, in denen eine Formationsgrenze verläuft, wie z. B. im Inntal oberhalb Innsbrucks. — [116]) Bei diesen Versuchen (s. Anm. 108) spielen begreiflicherweise die theoretischen Ansichten über Gebirgsbildung eine große Rolle. Sie sind im gewissen Sinne insofern verfrüht, als das Verhältnis der tektonischen Anlage und der erosiven Ausgestaltung eines Tales noch zu wenig durch Einzeluntersuchung selbst an denjenigen Tälern festgestellt ist, welche seit langem dem Typus der einen oder anderen Form zugewiesen sind. Vor allem steht der äußerst schwierige positive Nachweis von Verwerfungslinien innerhalb der Gebirge noch im Anfang.

gedeuteten Schwierigkeiten dadurch Rechnung zu tragen gesucht, daß man die bisherige Gegenüberstellung von tektonischen und Erosionstälern[117]) durch eine Dreigliederung ersetzt und beiden Gruppen noch die tektonischen Erosionstäler[118]) hinzufügt.

Für unsern Zweck genügt es, einige typische Vorkommnisse an der Hand der Karte zu erläutern. Wir richten dabei zunächst unser Augenmerk auf die Flachlands- und Zwischengebirgstäler (intermontane oder interkolline Täler), weil Verlauf und Form derselben in leichter verständlichem Zusammenhang mit dem heutigen Relief des Bodens stehen; nur gelegentlich ziehen wir sogleich einige Formen der Gebirgstäler heran.

1. Unschwer erkennt man die Bildung der einfachen Abdachungstäler[119]), nämlich der Rinnsale, welche eine geneigte Fläche entwässern, als Werk der Flußerosion. Wo sie als Tieftäler auftreten, wird man im allgemeinen für frühere Zeiten höhere Erhebungen in den Quellgebieten und damit reichlichere Wassermassen und stärkeres Gefäll, als den heutigen Wasseradern eigen ist, annehmen dürfen.

Das Abdachungstal ist im Gebirge durch die kurzen steilen Quertäler vertreten, die die Gehänge wasserscheidender Kämme rippenartig zerschneiden (Gehängetäler), z. B. an der Nordseite der Tauern (Atlas, Taf. 23); in ähnlicher Weise erscheinen viele Küstenabdachungen durch parallele Flußtäler gegliedert (z. B. Hinterpommern, Taf. 20; atlantische Küste der Vereinigten Staaten, Taf. 43); Vulkangipfel zeigen diese erosiven Abdachungstäler in strahlenförmiger Anordnung (Vogelsberg, Taf. 21).

2. Diesen reihen sich die Tafellandtäler gleichfalls als reine Erosionswerke an. In trockenen Landstrichen treten sie als Cañons auf, die nur durch rückwärts schreitende Ausnagung von den unteren Terrassen des Tafellandes aus erklärbar sind. Bei der flachen Lagerung der Schichten wird die Erosion besonders langer Zeitläufe bedürfen, um tiefe Täler einzuschneiden, wenn nicht angrenzende Randgebirge zugleich starke Wasseradern auf das Tafelland führen. Dies ist z. B. beim Kolorado im Westen Nordamerikas der Fall.

3. Jede Bodenerhebung, die sich quer vor einer Abdachung hinzieht, muß zur Bildung eines Saumtales[120]) Veranlassung geben, in dessen Rinne die Abdachungsflüsse ihre Gewässer sammeln. Es sind dies die häufigsten Vertreter der Zwischengebirgstäler und sie begleiten den Fuß zahlreicher Landstufen und einzelner Gebirge, meist mit einer flachen und einer

[117]) Löwl, Über Talbildung, und v. Richthofen, Führer, 635. Letzterer bezeichnet die echten Erosionstäler als Skulpturtäler. J. Sölch (a. a. O. 872) scheidet alle Täler in Konstruktions- u. Destruktionstäler. — [118]) Auf diese Dreigliederung läuft das wenig durchsichtige System Pencks hinaus, der unter den tektonischen Tälern „aufgebaute" und „ausgearbeitete" unterscheidet. Supan (Phys. Erdk. 1896, 400; 1916, 561) setzt die Erosionstäler unmittelbar den „ursprünglichen" Tälern (Mulden, Gräben, interkolline Täler) gegenüber, und tektonische Täler bilden in seinem genetischen System eine Unterabteilung der Erosionstäler (orographische, tektonische, epigenetische, Einsturztäler). — [119]) Warum allein das Abdachungstal als orographisches bezeichnet werden soll (Supan, 1916, 560), ist schwer ersichtlich. Auch die Zwischengebirgstäler sind durch Orographie des Landstrichs bedingt. Die Abdachungstäler sind jedenfalls die Hauptvertreter der von Davis als konsequente bezeichneten, d. h. durch die ursprüngliche Landformen unmittelbar bedingten Täler. — [120]) v. Richthofen, Führer, 637.

steilen Talwand versehen, so daß der Saumfluß die beträchtlichsten Zuflüsse nur von einer, und zwar der im allgemeinen flacheren Seite erhält.

Ein Saumtal wird mit kurzen Unterbrechungen von der Donau längs des Juragebirges und Bayrischen Waldes (bis Vilshofen, Taf. 23) und ebenso am Nordrande der Bulgarischen Platte (Taf. 26) durchströmt, während das niedrige Nordufer von Stromseen begleitet ist. Die Wolga ist auf der gesamten Strecke, wo man ein Bergufer und ein Wiesenufer unterscheidet, Saumtal (Taf. 32). Auch das Tal der Saône-Rhone, des Orinoco, des Ganges wird auf weite Strecken als Saumtal aufzufassen sein.

4. Bei doppelter Abdachung einer Flachlandsmulde wird dagegen die Tiefenlinie, die die Hauptentwässerung vorzeichnet, mehr in die Mitte des Stromgebietes gerückt sein. Wir finden die Form des Flachmuldentales vornehmlich bei großen Tieflandsströmen der Erde, dem Po, Amazonas, Mississippi (unterhalb von Kairo, Taf. 43).

5. Daß Grabensenken vielfach von fließenden Gewässern aufgesucht und ihrer Länge nach durchmessen werden, ist verständlich, da ihre erhabenen Seitenwände ein beliebiges Ausbrechen verhindern. Nur bei Schmalheit werden wir von Grabentälern sprechen dürfen, während freilich der Sprachgebrauch zwischen der Grabensenke und dem Tal innerhalb der Senke nicht immer unterscheidet[121]).

Irrtümlich bezeichnet man gewöhnlich die Göttinger Senke (5—10 km breit) einfach als Leinetal (Taf. 21), und das gleich breite „Ghor", die große syrische Grabensenke, die sich bis in den Golf von Akaba deutlich fortsetzt, als Jordantal (Taf. 37). Noch weniger darf man das 30 km breite oberrheinische Tiefland als Rheintal schlechtweg ansprechen.

§ 169. Längs- und Quertäler. Wenden wir uns näher zu den Gebirgstälern, wozu wir für jetzt auch alle das Hügelland in etwas engerem Tal durchschneidenden Talzüge rechnen wollen, so werden die Fragen verwickelter. Die älteste und einfachste Unterscheidung in Längs- und Quertäler entstammt den Talformen in Kettengebirgen. Sie ist dann wohl auch auf Zwischengebirgstäler übertragen, indem man sie zu den benachbarten Erhebungen in Beziehung setzte. Ursprünglich ging sie allein von der Hauptrichtung der Täler im Verhältnis zur Erhebungsachse der Gebirge aus, wird aber jetzt mehr auf die Beziehungen zum Schichtenstreichen bezogen und läßt sich damit auch auf Rumpfgebirge anwenden. In den meisten Fällen stimmen in Faltungsgebirgen Richtung der Erhebung und des Streichens annähernd überein (S. 402), und dementsprechend sind auch Längs- und Quertäler im allgemeinen unschwer auf der orographischen Karte zu unterscheiden. Im Einzelfall lösen sich manche scheinbaren Widersprüche auf einfache Weise.

So hat z. B. das Etschtal unterhalb Bozen, obwohl es fast senkrecht auf die Erhebungsrichtung der Gesamtalpen verläuft und man durch dasselbe geradeswegs bis zum Hauptkamm gelangt, in seinen großen Talweitungen ganz den

[121]) Das lange nach Whitney als echtes Grabental aufgefaßte „Yosemite Valley" in Kalifornien (vergl. frühere Auflagen dieses Lehrbuches) scheidet aus, nachdem es als Erosionstal erkannt ist, in welchem die Ausfurchung durch Gletscher stark mitgewirkt hat (s. H. W. Turner, Proc. California Acad. of science 3. Ser. I, Geology, 1900, 261—321); H. Gannett (Nat. Geogr. Magazine XII, New York 1899, 86 ff.).

Charakter eines Längstales. Und ein solches ist es auch insofern, als die Schichtengesteine zwischen dem Adamellomassiv und den Dolomiten (Taf. 23) durchaus in südsüdwestlich streichende Falten zerlegt sind, so daß das Tal der Richtung der Streichung folgt. Es empfiehlt sich für das Anfangsstudium die Täler einzelner Gebirge, die ja oft auch in Diagonalrichtung verlaufen, nach guten orographischen Karten in Längs- und Quertäler zu zerlegen und nachher an der Hand der geologischen Spezialliteratur nachzuforschen, inwiefern die Gliederung mit dem Schichtenstreichen übereinstimmt.

1. Faßt man als tektonische Gebirgstäler nicht nur diejenigen auf, bei denen die eigentliche Hohlform unmittelbar tektonischen Vorgängen ihr Dasein verdankt, sondern alle, welche nahbenachbarten tektonischen Linien (Verwerfungen) folgen und durch sie beeinflußt sind, so sind die meisten Längstäler der Faltengebirge tektonischen Ursprungs. Teils sind sie durch Gebirgsfaltung (Faltungstäler), teils durch Brüche (Bruchtäler[122]) veranlaßt. Für die allerdings selten in reiner Form auftretenden Synklinal- oder Muldentäler (Faltenjura) und die Grabentäler (s. o.) ist dies von selbst klar. Freilich fallen die Längsseiten der Täler nur äußerst selten mit parallelen Verwerfungen zusammen, wie sie die Grabensenke voraussetzt, die überhaupt im gefalteten Gebirge noch wenig nachgewiesen ist. Ein großartiges Beispiel eines zu einem tiefen Längstal führenden Längsbruches im Streichen ist die Spalte des Kaledonischen Kanals in Schottland[123]) (höchster Punkt der Talwasserscheide 32 m, Taf. 30).

Es wäre aber verfehlt, die großen geradlinigen Talzüge, wie sie z. B. (Taf. 23) in je 200 km Länge die Schweizer Alpen (von Martigny bis Chur), die Tiroler Alpen (vom Arlberg durch das Inntal bis Kufstein) und die Ostalpen am Nordfuß der Tauern (von der Salzachquelle bis zum Ennsdurchbruch) durchziehen, unmittelbar als Grabensenken anzusehen. Sie sind vielmehr aus Talstrecken verschiedener Bildung, unter denen rein erosive nicht fehlen, zusammengewachsen, ursprünglich mögen große Muldenzüge die Längstalbildung veranlaßt haben[124]).

Es handelt sich bei den sog. Bruchtälern also mehr um einen mittelbaren Zusammenhang der Talformen mit den mehr oder weniger bereits deutlich nachgewiesenen Längsbrüchen durch Förderung der Erosionsarbeit. Hierbei spielt die Erschließung weicherer Schichten mittels der Verschiebung der Gebirgsteile an Längsbrüchen wohl die Hauptrolle. Denn das Vorherrschen breiter Sohle und größerer Talweitungen im Längstal hängt besonders mit der Ausräumung leicht angreifbarer Schichten (Inntal) zusammen, an der sich während der Eiszeit auch die Gletscher in beträchtlichem Maße beteiligt haben. Die leichtere Verschiebung von Talwasserscheiden und der Umstand, daß das Anzapfen benachbarter Flußtäler durch rückschreitende Erosion weit mehr vom Längstal als vom Quertal auszugehen scheint, zeigt

[122]) Weitere Unterabteilungen bei v. Richthofen, Führer, 638. Alle mit Brüchen in Beziehung stehenden Täler als Spaltentäler zu bezeichnen (Löwl), ist unzweckmäßig wegen des engeren Begriffs einer Spalte im Gegensatz zur Verwerfung. — [123]) Sueß, Antlitz d. Erde II, 97. — [124]) Als durchgeführte Einzeluntersuchung ist Heims Betrachtung der Rheintäler (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XXV, 1891, 421 ff.) und Futterers Studie über Durchbruchstäler (Z. f. Erdk. XXX, Berlin 1895, 57 ff.) besonders zu empfehlen. Nur darf man nicht außer acht lassen, daß es sich bei Erklärung dieser Formen nicht selten um gewisse allgemeine Grundanschauungen über Tektonik oder über die Wirkung der Erosion usw. handelt. S. eine andere Erklärung der Entstehung der obern Rheintäler bei Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. 1902. II. 431.

im übrigen — gleiches Gefäll vorausgesetzt — die leichtere Arbeit der Erosion im Schichtenstreichen.

In der Gruppe der Faltentäler ist man zurzeit auch geneigt, das Satteltal als echtes Erosionstal anzusehen, während man seine Bildung früher allein einem (in seinen Ursachen allerdings schwer nachweisbaren) Aufbruch der antiklinalen Schichtenfalten zuschrieb. Die erste Anlage solcher Satteltäler bietet freilich der Erklärung Schwierigkeit, wenn man nicht der tiefgreifenden Verwitterung des im Schichtensattel an sich mehr aufgelockerten (gedehnten) Gesteins (S. 295) einen besonderen Anteil zuschreiben will, ähnlich wie man diese zur Erklärung der breitsohligen Fjordtäler herangezogen hat[125]). Wir kommen auf diese letzteren Täler zurück (§ 186).

2. Im Gegensatz zu einer lange aufrecht erhaltenen theoretischen Ansicht[126]) erblickt man in den Quertälern nicht mehr bloße Ausweitung klaffender Querbrüche des Gesteins, sondern — von gewissen Ausnahmen abgesehen — das ausschließliche Ergebnis der Erosion: Dieselbe hat, indem sie geneigte Schichten quer durchsägt, wegen des öfteren Härtewechsels eine schwerere Arbeit zu leisten als im Streichen der letzteren. Daher das Vorherrschen des engen Furchentales, die große Zahl von Talstufen, über die sich das Wasser in Fällen stürzt, oder oberhalb deren Seen aufgestaut werden[127]).

Gegen die allgemeine Auffassung des Quertales als Spaltentales spricht die Tatsache, daß Verwerfungen der Erdrinde selten klaffende Spalten erzeugen und selbst in einem von Querbrüchen durchsetzten Gebirgsteil die vorhandenen Quertäler diesen letzteren nicht oder nur ausnahmsweise folgen[128]). Man hat ferner die Sohle selbst enger Querfurchentäler (Taminaschlucht bei Ragatz) im allgemeinen nicht mit tieferem Schuttmaterial ausgefüllt gefunden, wie es im Grunde einer klaffenden Spalte vorauszusetzen ist. Auch entsprechen sich fast immer in unverschobener Fortsetzung die Schichten an beiden Talwänden der Quertäler.

Andererseits ist nicht ersichtlich, warum nicht im Einzelfall ein Querbruch dem rinnenden Wasser ebenso die Richtung vorschreiben sollte wie ein Längsbruch, und man hat bereits solche mehr tektonischen Quertäler nachgewiesen[129]). Insbesondere bringt man die großen breiten Quertäler, mit welchen sich Rhone und Rhein noch innerhalb der Alpen nordwärts umbiegen, mit gewaltigen horizontalen Blattverschiebungen (S. 294) der benachbarten Gebirgsteile in Zusammenhang[130]).

§ 170. Die Durchbruchstäler. Zurzeit faßt man unter diesem Namen noch alle Täler zusammen, die nach oben wie nach unten geöffnet (S. 419) einzelne Gebirgsketten und selbst ganze Gebirge oder Hügelrücken quer durchsetzen. Nicht mit Unrecht reiht man sie den Quertälern ein. Denn immer finden sie sich in einer dem oberen Sammelgebiet eines Flusses quer vorgelagerten Schwelle. Offenbar bringen sehr verschiedene Vorgänge hier eine ähnliche Erscheinungsform hervor. Zu ihrer Erklärung hat man

[125]) v. Drygalski, Ein typisches Fjordtal (Richthofen-Festschrift 1893, 53). — [126]) Einer der letzten Vertreter war O. Peschel, Neue Probleme, 2. Aufl., 1876. — [127]) L. Rütimeyer, Über Tal- und Seebildung, (Basel 1869, 2. Ausg. 1874), der sich besonders mit den Quertälern beschäftigt. — [128]) S. den Nachweis z. B. bei Futterer (s. Anm. 124). — [129]) Über das früher hierher gerechnete vom Piave verlassene Tal des Lago di Sta. Croce in den Venetianer Alpen vergl. Anm. 140. — [130]) Penck II, 95.

zahlreiche Theorien ersonnen[131]) und im Kampfe für dieselben den Fehler begangen, die Geltung der einzelnen Erklärung zu sehr zu verallgemeinern. Nur die wichtigsten durch einige Striche an leicht auf der Karte verfolgbaren Beispielen erläuternd, verweilen wir bei diesen Hohlformen etwas länger, weil sie zum Gedanken erweckenden Kartenstudium in besonderem Maße anregen.

1. Auch nachdem für jetzt die sog. Spaltentheorie aufgegeben ist, geht die eine Gruppe von Erklärungsversuchen, wie eben diese Spaltentheorie, in der Hauptsache von dem heutigen Bodenrelief aus und sieht die Durchbruchstäler für jünger als die durchschnittenen Erhebungen an.

Zu den auffallendsten Fällen gehören die Quertäler, durch welche Oder und Weichsel in plötzlicher Rechtswendung den baltischen Höhenrücken durchsetzen (Taf. 20), während sie früher dem Südfuß desselben entlang zogen. Man hat ihre Richtung mit dem jüngsten, Deutschland nordnordostwärts durchziehenden System von Verwerfungen (S. 410) in Beziehung gesetzt[132]), und wenn es gelingt, hier wirklich postglaziale Brüche nachzuweisen, so würden sie den Typus von tektonischen (Bruch-) Tälern unter den Durchgangstälern vertreten.

In zahlreichen Fällen — namentlich innerhalb der Gebirgstäler — hängt die Durchschneidung von Querriegeln sicher mit der Aufstauung der Gewässer zu einem See zusammen. Die Arbeit beginnt dann von der Zeit, wo der Spiegel des Sees eine Lücke in der vorgelagerten Erhebung überhöht. Es hat nichts Befremdliches, auch einzelne Durchbruchstäler auf diesen Vorgang zurückzuführen. Voraussetzung ist, daß sie oberhalb von einem geschlossenen Becken, in dem sich Reste von Seeablagerungen oder Strandterrassen finden, begrenzt werden.

So läßt sich die Bildung der Egerdurchbrüche (Taf. 21) unterhalb der Stadt Eger durch die Ausläufer des Kaiserwaldes und unterhalb Karlsbad durch die Basaltmassen des Ödschloßgebirges erklären, weil die Becken von Eger und Karlsbad von Seebildungen (Braunkohlenablagerungen) erfüllt sind[133]).

Die Ansicht, daß sich die Durchbruchstäler wesentlich durch rückschreitende Erosion (Regressionstheorie) gebildet hätten[134]), knüpft an die Erfahrung an, daß jede Erosion von unten nach oben arbeitet — die Wasserfälle schreiten rückwärts —, aber bleibt im Einzelfall den Beweis schuldig, woher im Gebiet der Kammwasserscheide die genügende Wassermenge kommen soll, um diese selbst in eine Furche zu verwandeln. Auch müßte sich die Stelle, an der diese einstige Wasserscheide gelegen hätte, in dem entstehenden Durchbruchstal durch eine Enge markieren, die wir vielmehr fast immer nur an Stellen härteren Gesteins ohne Rücksicht auf die ursprüngliche Plastik des durchsägten Gebirgsstocks finden. Noch ist kein Durchbruchstal mit Sicherheit auf diesen Vorgang zurückgeführt, wohl aber ist die Verschiebung der Talwasserscheiden durch rückschreitende Erosion wahrscheinlich gemacht[135]).

[131]) S. die kurze Zusammenstellung von V. Hilber, Über Durchbruchstäler, (Pet. Mitt. 1889, 10—16, mit Lit.-Nachweisen). — [132]) A. v. Koenen, Über postglaziale Dislokationen (Jahrb. d. Geol. Landesanst. 1886). Eine völlig andere Auffassung vertritt F. Wahnschaffe in „Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes" (3. Aufl., Stuttg. 1909). Er sieht jene Quertäler von Oder und Weichsel als echte Erosionstäler an. — [133]) F. Löwl, Über Talbildung (Anm. 108), 34. — [134]) Hauptvertreter sind Löwl und Hilber. — [135]) A. Heim zeigte,

2. Die anderen Theorien betrachten die Flußläufe und ihre Durchbruchstäler als älter und versetzen sie in Zeiten, wo die durchschnittenen Gebiete als Erhebungen noch nicht bestanden oder jedenfalls die Niveauverhältnisse zwischen letzteren und dem Sammelgebiet des durchbrechenden Flusses andere als heute waren. Die große Mannigfaltigkeit der Fälle läßt sich auf die beiden maßgebenden Vorgänge zurückführen, welche die Erdoberfläche umgestalten. Entweder haben sich ohne Unterbrechung der einmal eingeleiteten Talbildung die Niveauunterschiede durch allmähliche Verbiegungen oder durch ungleiche Denudation der in Frage kommenden Erdschollen gebildet. Selbstverständlich können beide Faktoren auch gemeinsam wirken.

Zum Einschneiden eines Quertales im Gebirge bedarf es reicher Wassermengen und starken Gefälles. Beides gewähren die Hauptabdachungen einer Erhebung, da sie dem durch reichlichere Niederschläge an der Kammwasserscheide gesammelten Wasser den kürzesten Weg zum Gebirgsfuß weisen. In der ursprünglichen Hauptwasserscheide der Faltengebirge erblicken wir hiernach den Ausgangspunkt für die alten Stammtäler. In der Form von Quertälern vermögen sich dieselben selbst dann noch zu erhalten, wenn sich die einmal durchschnittenen Vorlandzonen aufwölben oder neue Gebirgsfalten sich dem Gebirgsfuß anlagern. Die Voraussetzung ist, daß die äußerst langsamen Vorgänge der weiteren Talerosion und der Aufwölbung miteinander Schritt halten oder letztere nicht derart vorauseilt, daß eine Flußablenkung oder Gefällsumkehrung erfolgt. Für diese sog. Antezedenztheorie — so benannt, weil eben die Talbildung der Gebirgsbildung vorausgeht[136]) — wird man Beweise nicht im Bereich ältester Durchbruchstäler, sondern möglichst junger suchen müssen, und zwar mittelst der Schichtfolge der in die Ebenen getragenen Sedimente. Und es spricht für die Richtigkeit derselben im Einzelfall, wenn man das aus dem Oberlauf stammende und demnach feinere Anschwemmungsmaterial von dem gröberen Geröll der später durchsägten Vorketten überlagert findet.

In der Tat ist dies u. a. nachgewiesen an den einen Kreidesattel durchbrechenden Flüssen der Venetianer Alpen. Dort lagern unter dem Kreidegeröll kalkige Anschwemmungen. Wären die Täler durch rückschreitende Erosionen entstanden, so müßten sich umgekehrt die Kreidegerölle überlagert finden von dem feineren Detritus der Kalkgesteine, in denen jene Flüsse entspringen[137]).

Die obige Auffassung lenkt den Blick vor allem auf das scharfe Knie, in welchem die Längstäler zahlreicher großer Alpenströme (Rhone, Rhein, Inn, Salzach, Enns, Mur usw.) in Quertäler umbiegen. In den meisten Fällen mündet an der gleichen Stelle ein direkt von den Kernalpen herabkommendes Gehängetal, das als Wurzel des Stammtales betrachtet wird[138]). Ähnliche

daß die Maira mit ihrem steilen Gefäll am Malojapaß (Taf. 24) dem Inn einige Quellflüßchen abgewonnen hat, deren Täler noch heute in der Höhe des Inntals liegen. — [136]) Diese Erklärung der Flußdurchbrüche durch sich hebende Ketten wird in der Literatur nicht selten nach ihren hauptsächlichsten Begründern Medlicote-Powell-Tietzesche genannt. Tietze hat die Frage in der deutschen Literatur wieder neu angeregt (Einige Bemerk. über d. Bildung von Quertälern. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1878, 581), nachdem Römer den obengeschilderten Vorgang schon 1857 zur Erklärung des Weserdurchbruchs bei Minden verwandt hatte. — [137]) S. die eingehende und lehrreiche Erörterung dieses Vorganges an der Hand der Täler in den Karnischen Alpen bei Futterer (Über Durchbruchstäler, Z. f. Erdk., Berlin, XXX, 1895). — [138]) Sogen. Theorie von Jukes. Näheres bei Hilber (Anm. 131).

Erscheinungen finden sich häufig auf der Erdoberfläche vor. Leicht verständlich ist, warum das Durchbruchstal viel mächtiger eingegraben ist als die Stammtalwurzel. In jenem hat meist die Wasserfülle der angezapften und von der Seite ins Stammtal mündenden Längstäler mitgearbeitet.

Die spätere Entwickelung der Gebirge hat im übrigen diese alten Stammtäler vielfach zerstückelt, einzelne Talstrecken sind anderen Talsystemen einverleibt, andere sind, indem ihnen der Hauptfluß entzogen ward, in der Austiefung zurückgeblieben, ja wohl gar in Trockentäler verwandelt, so daß ihr Talboden jetzt hoch über anderen, mittlerweile weiter erodierten Talstücken liegt.

Von diesem Standpunkt ist es eine interessante Aufgabe, dem Verlauf alter Stammtäler nachzuspüren, was selbstverständlich nur durch genaueste Beobachtung in der Natur auf Grund von Sedimentresten usw. zum Abschluß gebracht werden kann, so daß große Vorsicht geboten ist. Aber die Aufsuchung derartiger Talzüge im Gegensatz zum heutigen Flußnetz führt trefflich in das Kartenstudium ein. Manche dieser Erscheinungen lassen sich selbst auf guten Übersichtskarten verfolgen. Dahin gehört die einstige Fortsetzung des Hinterrheins über Vatis und Ragatz (Taf. 24), als die Talsohlen bei Reichenau noch weit höher lagen und die Senke von hier nach Chur noch nicht bestand[139]). Man nimmt ferner an, daß der Oberhalbsteiner Rhein von Tiefenkastel nordwärts über Parpan und Chur das große östliche Stammtal des Rheins bildete, bis rückwärts schreitende Erosion die Albula dem Hinterrhein zuführte[140]). — Bisher hatten wir es mit Fällen zu tun, wo das alte Stammtal noch die gleiche Gefällsrichtung wie das heutige Durchbruchstal hat. Indessen kann auch das Umgekehrte eintreten. Die Birs durchsetzt in ihrem Hauptquertal nicht weniger als vier Jurasättel in fast senkrechter Linie. Im weicheren Gestein dieser Antiklinalen ist es jedesmal zirkusartig ausgewaschen. Nach Funden von Vogesen- und Schwarzwaldgesteinen in einzelnen diluvialen Ablagerungen dieser Täler erblickt man in jener Folge von Durchbrüchen ein altes Stammtal, das vor der jugendlichen Emporfaltung des Jura über eine von N. nach S. geneigte Abdachung der heutigen entgegengesetzt sich hinzog[141]).

Wenden wir uns zu den auffälligsten Erscheinungen von Durchbruchstälern, wo die maßgebende Wasserscheide ganz außerhalb des querdurchsetzten Gebirges liegt oder das Sammelgebiet — ja mitunter gar das Quellgebiet — des durchbrechenden Stromes sich in niedrigerem Niveau als die durchschnittene Scholle befindet, so läßt sich der scheinbare Widerspruch in den relativen Niveauunterschieden im Einzelfall auch durch den Nachweis lösen, daß sich das Quell- oder Sammelgebiet erst später gesenkt hat, und zwar schritthaltend mit dem allmählichen Einschneiden des Tales.

Für diesen Fall sei an das Rheintal zwischen Bingen und Bonn erinnert[142]). Hier sprechen diluviale und pliocäne Schotterterrassen, aus Flußgeröll des Oberrheins bestehend, die man an den Gehängen des Haupttales und ähnlich in den Seitentälern in Höhen bis zu 250 m über dem heutigen Flußspiegel gefunden, dafür, daß die Zuflußgebiete einst weit höher gelegen haben müssen. Sie liegen jetzt

[139]) A. Heim, Beiträge, 1891, 469 ff. (s. Anm. 124). — [140]) A. Heim, Mechanik d. Gebirgsbildung, 1878, I, 321; als typisches Beispiel für die Möglichkeit, einen alten Flußlauf von der Karte abzulesen, galt uns nach Futterer (Anm. 137) das obere Tal des Piave in den Venetianer Alpen, das einst seine Fortsetzung in der Seensenke von S. Croce nach Vittorio zu gehabt haben sollte. E. Brückner (Die Alpen im Eiszeitalter III, 1908, 987) sucht im Gegenteil zu beweisen, daß der Piave niemals diesen Weg über den See von S. Croce genommen hat. — [141]) Nach A. F. Förste (s. Anm. 110). — [142]) R. Lepsius, Geologie v. Deutschland (I, 1887, S. 215 ff.).

rings um das Schiefergebirge tiefer als früher, aber die Eingrabung der Täler in die alten Schiefer ist nicht unterbrochen.

Die Tieferlegung des Quellgebietes kann aber auch durch ausgedehnte Abtragung geschehen, zumal wenn es sich über weichere Schichten ausbreitet. Es rückt dasselbe damit zugleich auf ein geologisch älteres Gebilde. Im härteren Gestein macht die Abtragung nur langsame Fortschritte, während die Erosion des im Fluß gesammelten Wassers die Talbildung auch in diesem mit Erfolg fortsetzt. Dann tritt die eigenartige Erscheinung ein, daß ein Fluß im ältern und tiefer gelegenen Gelände entspringt und dennoch eine härtere, jüngere und höhere Platte zerschnitten hat.

Der Donauzufluß der Altmühl kann hierfür als typisches Beispiel gelten[143]) (Atlas, Taf. 22). Ihre Quelle ist kaum 500 m hoch im Keuper der Frankenhöhe gelegen, während die von ihr durchschnittenen Juraplatten am Nordrand etwa 600 m an Mittelhöhe erreichen.

Die eben geschilderte Erscheinung ist jedoch nur eine Abart der viel weiter verbreiteten Auflagerung von sog. epigenetischen Tälern. Es handelt sich dabei um Eingrabung solcher durch eine mit der Zeit fortgewaschene Deckschicht hindurch in das Grundgerüst eines Gebirges. Die rätselhaften Antiklinaltäler (S. 421) mögen in häufigen Fällen entstanden sein, indem eine als Muldental gebildete Flußlinie beim tieferen Einschneiden den Sattel einer ursprünglich verdeckten Antiklinalfalte traf und die Richtung beibehaltend in dieser die (epigenetische) Talbildung fortsetzte. So erklären sich manche die heutige Sattelform des Vorderrheintales, das, als die Austiefung noch 1000 m weniger betrug, voraussichtlich noch Muldental war[144]).

Die epigenetischen oder aufgelagerten Täler[145]) finden sich besonders häufig auch im Gebiet alter Rumpfflächen, wo sie mit der Schichtenstreichung und den Höhenverhältnissen so vielfach in Widerspruch stehen. Wir denken sie uns angelegt in einer Zeit, in der jene Flächen mit jüngeren Sedimenten bedeckt von neuem dem Meere entstiegen sind. Die einzelnen Abdachungen wiesen den Flüssen nunmehr die Richtung, die sie auch auf dem ungleichen Untergrunde beibehielten, wo immer sie diesen beim tieferen Eingraben trafen. Erst nachdem dann die Abtragung die überlagernde Deckschicht allmählich wieder entfernt hat, trat das scheinbar Widersinnige ein, daß ein Fluß oft eine harte Scholle durchsetzt, statt auf kleinem Umwege dieselbe zu umgehen.

Als Beispiel kann man den Eintritt der Donau in die Vorhöhen des Böhmischen Gneismassivs zwischen Passau (Vilshofen) und Krems (Atlas, Taf. 14 und 23) ansehen. Den Hauptbeweis für diese Bildungsweise werden stets die kleinen Reste ehemaliger Sedimentbedeckungen auf dem vom Fluß durchbrochenen Gebiet bilden; auf den Höhen des Donaugebirges lagern noch diluviale und pliocäne Gebilde über dem Gneis.

Ob auch die nicht seltene Erscheinung der sog. eingesenkten Mäander, d. h. die stark gewundenen Tieftäler in widerstandsfähigerem Gestein, wie sie in auffallendem Maße die Mosel und Maas im Bereich des Schiefergebirges zeigen, auf epigenetische Talbildung zurückzuführen ist, steht noch in Frage. Danach sollten diese Flußschlingen sich ursprünglich in Flachtälern als freie

[143]) K. W. Gümbel, Bavaria III, 1865, 756. — [144]) Alb. Heim, Beiträge 1891, 473. — [145]) v. Richthofen, Führer, 173 ff.

Mäander auf der das festere Felsgestein überlagernden Deckschicht gebildet haben. Tiefeneinschneidung und Seitenerosion müßten dann gleichzeitig gearbeitet haben, was unserer Vorstellung Schwierigkeiten bereitet[146]).

§ 171. Die Gliederung der Gebirge. Im Gegensatz zu der einförmigen Oberfläche von Ebenen und Tafelländern ist diejenige der Gebirge durch den steten Wechsel von Erhebungen und Tälern auf kleinem Raum mannigfaltig ausgestaltet. Auf ihm beruht der landschaftliche Reiz der Gebirgsszenerie, auf ihm auch vor allem die Zugänglichkeit und Wegsamkeit eines Gebirges. Je höher und geschlossener es ist, als ein um so größeres Hindernis der Bewegung stellt es sich allen beweglichen Elementen der Erdoberfläche gegenüber dar. Wir dürfen dabei nicht allein an den menschlichen Verkehr denken, sondern ebenso sehr an die Wanderung von Tieren und Pflanzen, sowie an den Austausch der unteren Luftmassen. Richtung, Tiefe und Breite der Täler und deren gegenseitige Anordnung in ihrem Verhältnis zum Gebirgsfuß und zu den höchsten im Innern gelegenen Erhebungen kommen dabei in Betracht, andererseits die Lücken und Einschartungen in der Kammlinie der letzteren, die Pässe. Tiefenlinien und Tiefenpunkte sind es also wiederum, auf die wir bei Betrachtung der Gebirgsgliederung zunächst unser Augenmerk zu richten haben.

1. Die Tiefenlinie des Gebirgsfußes oder Saumes, die zunächst das Einzelgebirge zu individualisieren, von den benachbarten Landschaften zu trennen bestimmt ist, ist keineswegs immer leicht zu verfolgen. Nur wo die Randberge scharf ohne Vorhügel und Vorsprenglinge aus der Ebene sich erheben, wo sie von einem Saumtal (S. 422) begleitet sind, kann es ohne Schwierigkeit geschehen. Wie weit die Vorberge zum Gebirge gehören, wird meist durch den geologischen Befund mehr als durch den orographischen Bau entschieden werden können. Am unsichersten ist die Feststellung, wenn eine Gebirgsabdachung sich sanft und unmerklich ins Flachland senkt (Nordseite des Erzgebirges). Kurz, die ganze Frage ist nur ein Spezialfall aus der schwierigen Untersuchung der Abgrenzung natürlicher Landschaften. Sie erfordert besondere Sorgfalt bei Feststellung der Gebirgsgrenze zweier zusammenhängender Gebirgserhebungen, wie z. B. zwischen dem Alpengebirge einerseits und den Apenninen, dem Jura und den Illyrischen Alpen andererseits.

2. Die Schwierigkeiten wiederholen sich bei der Einteilung eines Gebirges[147]) in Hauptteile, Gruppen und Gebirgsstöcke. Die wissenschaftliche Geographie kann derselben behufs Übersicht der wechselvollen Gebirgslandschaft so wenig entraten wie ein Staat der administrativen Einteilung seines Gebietes zum Zwecke der Verwaltung. Auch diese Gebirgseinteilung wird in erster Linie von den Tiefenlinien der Haupttäler und Talzüge oder besser Talsohlen ausgehen müssen, denn diese sind es, die das Gebirge im Innern gliedern. Wir lösen dabei gewissermaßen den Begriff des Tales als einer einheitlichen Hohlform auf und weisen die beiden Talwände den durch die Talsohle geschiedenen Gebirgsteilen zu. Nicht immer kommen dabei die relativ tiefsten Einkerbungen der Kammlinien und Gebirgskörper in Be-

[146]) Vergl. Martonne, Traité, 1909, 432 ff.; W. M. Davis in Bull. Geogr. Soc. Philadelphia 1906, Nr. 4. Sölch (a. a. O. 169). — [147]) A. Böhm, Über Gebirgsgruppierung (Vrh. d. VII. D. Geogr.-Tages in Karlsruhe, 1887, 152—58).

tracht, da sie bei großer Schmalheit oft nur untergeordnete Lücken in den einheitlichen Gruppen darstellen, sondern mehr die markanten breiteren Unterbrechungen der Gesamterhebungen. Es gilt, wie gesagt, Massive und Gebirgsteile von möglichst einheitlichem Bau, die doch oft eng miteinander verwachsen sind, aus dem Ganzen herauszuschälen. Wir wissen, daß dieser Bau vielfach von der stofflichen Zusammensetzung, dem geologischen Befund abhängt. Wären alle Täler, die wir als Trennungslinien zwischen Gebirgsgruppen verschiedenen geologischen Baues benutzen, Scheidetäler im engeren Sinne (S. 421, Anm. 115), so würde eine Gebirgseinteilung nach orographischen wie geologischen Gesichtspunkten meist in Übereinstimmung sein. Das ist indessen bekanntlich nur sehr selten der Fall, und so kommen beide oft in Widerstreit, so daß Geographen und Geologen hier und da selbst unter denselben Gruppennamen etwas anderes verstehen[148]). Wenn letztere bisweilen rein geologische Grenz- oder Strukturlinien an Stelle der Tiefenlinie setzen[149]), so vernachlässigen sie mit Unrecht den nicht minder wichtigen Faktor der Ausgestaltung der Gebirge, nämlich die fortgeschrittene Talbildung. Erst bei den Einzelbeschreibungen der Gebirge innerhalb der Länderkunde können diese Fragen durch Beispiele erläutert werden.

3. Geöffnet wird ein Gebirge durch jedes Tal oder jeden Talzug, der vom Kamm oder den inneren Gebieten bis zum Gebirgsfuß führt. Bei Kettengebirgen sind dies vorwiegend Quertäler, es sei denn, daß sie wie die Alpen im Osten oder die südamerikanischen Anden im Norden, der Tienschan im Westen neben den beiden Querabdachungen noch eine Endabdachung besitzen, von der aus langgestreckte Längstäler in das Herz des Gebirges führen. Trotz der Verkürzung des Weges bilden die unmittelbar zum Hauptkamm eines Gebirges führenden Quertäler keineswegs immer einen bequemen Zugang. Größere Steilheit des Aufstiegs und die in ihnen häufig auftretenden Engpässe beeinträchtigen ihre Benutzung zuweilen derart, daß der Verkehr weite Umwege vorzieht. Die Klausen des Eisack unterhalb Brixen (Taf. 23) haben Jahrhunderte die vom Brenner kommende Heerstraße über den westwärts führenden Jochkamm des Jaufen, obgleich er höher als der Brennerpaß ist, ins Passeiertal geleitet. Jede Längstalstrecke, die sich den in ein Gebirge führenden Talzügen eingliedert, mildert daher die Steilheit des Aufstieges, wenn auch oft auf Kosten der Wegeverkürzung. Auf dem vielfach verschlungenen Talnetz der Alpen beruht die außerordentliche Wegsamkeit dieses Hochgebirges, während eine solche beispielsweise dem chinesischen Tsingling-Gebirge (südlich vom Wei-ho, 35° Br., Taf. 38) wegen des Fehlens jeglicher Längstalbildung in hohem Maße abzugehen scheint[150]).

4. Gebirgskamm. So treten wir an die höchsten und geschlossensten Partien des Gebirges heran, an den Kamm. Seine Gestaltung hängt eng mit dem Bau des Gebirges und seiner Geschichte zusammen. Im Plateaugebirge und abgetragenen Rumpfgebirge breit und wallförmig und ohne größeren Wechsel von Gipfeln und Einsenkungen, wird er zum schmalen Grat bis zur Schneide mit unruhigem zackenartigen Profil, wo er in

[148]) So begreifen die Schweizer Geologen unter dem Finsteraarhornmassiv den gesamten mehr als 100 km langen Zug kristallinischen Gesteins, der orographisch durch Aar- und Reußtal in die drei Gebirgsstöcke des Finsteraarhorns, Dammastocks und der Tödigruppe gegliedert erscheint (Taf. 24). — [149]) C. Diener, Die Gliederung der Alpen (Verh. d. IX. D. Geogr.-Tages in Wien, 1891, 46—52). — [150]) v. Richthofen, China II, 1882, 576.

Höhen emporreicht, in denen bei vermehrten Niederschlägen Verwitterung, Erosion und Gletschereis emsig an ihm nagen. Den Scheitel oder die Schnittlinie, in der sich die Flanken eines Gebirgsstocks treffen, nennen wir die Kammlinie (Kammscheitellinie, vergl. S. 435). Auch beim Wallkamm wird sich unschwer eine Höhenlinie finden lassen, die die flachen Abdachungen eines Scheitels scheidet. Sie fällt in der Regel mit der Hauptwasserscheide des Gebirgsteiles zusammen. Der lineare Verlauf dieser Kammlinie, wie wir ihn von der Karte ablesen, spiegelt die Kammentwickelung wieder. Beim einfachen Kammgebirge geradlinig oder gebogen verlaufend, windet sie sich im Zickzack, wenn wechselständig die Talwurzeln in die Seitengehänge eingreifen (Thüringer Wald, Taf. 21). Hat die Erosion aus einem breiten Gebirgsstock Seitenkämme (Jochkämme) herausgeschnitten, so gestaltet sich die Kammlinie bald fiederförmig (Walliser Alpen, Taf. 24), bald strahlenförmig (Ötztaler Alpen, Taf. 23), je nachdem das System von Quertälern nur von zwei oder von allen Seiten in den Gebirgskörper eingreift. Man beschränkt gern den Namen des Gebirgsstocks auf die Erhebung mit strahlenförmiger Kammlinie. Jochkämme zweiter Ordnung setzen sich dann wieder fiederförmig an die ersten usf. Die Kettengebirge haben parallele Kammlinien, die oft nur durch ganz niedrige Querkämme in Verbindung stehen.

Bei der rohen orographischen Skizze (Faustzeichnung) begnügen wir uns mit der Eintragung der Horizontalprojektion dieser Kammlinie in der Form eines kräftigen Striches (Fig. 75 auf S. 412). Da die ausgeführte Terrainkarte, die nur die schräggestellten Flanken durch Bergstriche markiert, sie außer acht läßt, ist es keine nutzlose Studie, den genaueren Kammlinienverlauf in derselben zu verfolgen, insbesondere in ihrer Abweichung von der Wasserscheide. Für orometrische Zwecke ist dies eine der wichtigsten Vorbedingungen (S. 435).

Die Kammscheitellinie begreift die Kulminationspunkte aller Querprofile, die wir durch einen Gebirgskamm legen, in sich und zieht im allgemeinen über alle Gipfel derselben hinweg. Diese letzteren sind es, die sich im Bergpanorama um so mehr abheben, je mehr sie aus den benachbarten Einsattelungen hervortreten, je mehr, wie man sagt, der Kamm ausgeschartet ist (S. 437). Nach den Gipfeln orientieren wir uns bei der Umschau von einem Höhenpunkt, und der kulminierende Gipfel leiht uns vielfach für eine ganze Berggruppe den Namen her. Seine Höhe vertritt (S. 483) gewissermaßen das Niveau, bis zu welchem die Gesamtheit der höchsten Gipfel aufsteigt. Als Aussichtspunkt und Wetterwarte in unserer Zeit häufig mit festen Wohnstätten versehen, bilden die Gipfel im Hochgebirge immer zahlreicher das Ziel für den Wagemut der Bergsteiger. Ein Hochgebirge erschließen heißt für den Touristen im Grunde nur die Erklimmung sämtlicher Spitzen[151]).

§ 172. Die Pässe[152]). Nicht jede Einschartung in eine Kammlinie ist ein Gebirgspaß. Wir verstehen darunter im allgemeinen die relativ tiefste und zugleich von den Flanken zugänglichste Stelle eines Gebirgsüberganges. Ein Gebirgspaß — oder kurzweg Paß im Gegen-

[151]) S. die „Erschließung der Ostalpen", herausg. vom Deutsch-Österr. Alpenverein, 3 Bde., Berlin 1893/94. — [152]) v. Richthofen, Führer, 705; A. Hettner, „Die Terminologie der Oberflächenformen" (Geogr. Zeitschr. XVII, 1911, 138) will den Ausdruck Paß entweder ganz der Morphologie oder ganz der Verkehrsgeographie überlassen, ohne jedoch einen zweiten Namen vorzuschlagen. Indessen werden gerade die tiefsten und dabei zugänglichsten Einschartungen in die Kammlinie zu „Pässen", weil man sie passieren kann.

satz zu den oben besprochenen Engpässen innerhalb der Täler (S. 431) spiegelt das Querprofil des Gebirgskammes oder der Erhebung, der er angehört, wieder. Unmerklich steigen wir zum breitschultrigen Wallpaß auf, wie er die Abdachungen des skandinavischen Hochgebirges trennt (s. Gudbrandsdalen, 62° Br. in Norwegen, Taf. 31) und den Rumpfgebirgen eigen ist (Harz). Im kleinen wiederholen sie sich bei manchen Talwasserscheiden (Toblacher Feld). Meist ist der Paß sattelförmig, hat beiderseits einen steilen aber gewöhnlich ungleichmäßigen Anstieg (St. Gotthard, Profil Taf. 24), den der Wegebau nur durch große Straßenschlingen erklimmt. Auf der Paßhöhe flacht er oft zu einer kleinen, sumpfigen und seenbedeckten Hochfläche ab (Oberalppaß, Profil Taf. 24). Die große Zahl der nur als Saumpfade dienenden Übergangsstellen über die Kammscheide der Hochgebirge treten unter vielfachen Lokalnamen (Joche, Tauern) als schärfere Einschartungen in das Längsprofil der Kammlinie hervor (Schartenpässe). Am wichtigsten für den Verkehr sind die Furchenpässe, die tief in das Grundgerüst eines Gebirges einschneiden und daher in ihrem Verlauf einem tief eingesenkten Quertalzug gleichen (Brenner, Reschenscheideck). Lückenpässe, die einen Gebirgskamm den Klammen ähnlich mit senkrechten Wänden tief durchschneiden, sind dagegen selten; die Pyrenäen sind an solchen reich.

Die Paßübergänge oder Paßlinien. Bei Beurteilung des Wertes eines Passes für den Verkehr kommt wesentlich seine absolute Höhe neben der Eigenart seiner Zugangstäler in Betracht. Es ist ein Unterschied, ob ein solcher vermöge seiner Höhe das ganze Jahr zu benutzen ist oder durch den Schneefall für Monate brach liegt. Das letztere gilt von den Hauptpässen der Schweiz, von denen kaum einer unter 2000 m herabgeht. — Unmittelbare Paßübergänge mit einmaligem Auf- und Abstieg in gegenseitigen Quertälern dienen dem Großverkehr wegen der Steilheit des Weges wenig. Wo sie gesellig auftreten wie im südwestlichen Norwegen — dort endigen die Fjordtäler mit hohem Talabschluß am Kamm — bildet das Gebirge eine scharfe Scheide des Verkehrs. Quer über die Hohen Tauern und die Berner Alpen führen nur Saumpfade und Fußsteige. — In Ketten- und Rostgebirgen bildet das stark verzweigte Talsystem vielfache Gelegenheit zu durchgreifenden Paßlinien. Indem eine Reihe von Ketten von Durchgangstälern durchschnitten werden, nähert man sich dem einzigen zu überwältigenden Kammpaß ganz allmählich durch größere Haupttäler. Dort, wo diese letzteren verlassen werden und die Straßen in die Paßzugangstäler einbiegen, pflegen die zu bewachenden Endpunkte der Paßlinie zu liegen. Die Fußpunkte des Passes selbst finden sich dort, wo man aus dem oberen Zugangstal tretend sich dem Steilaufstieg des unmittelbaren Paßgehänges zuwendet.

Nicht immer liegen diese Stationen in so gleichmäßiger Entfernung von der Paßhöhe, wie beim St. Gotthardpaß (Profil in Taf. 24), wo Andermatt (genauer Hospental) und Airolo seine Fußpunkte, Altdorf und Bellinzona die Endpunkte des Paßübergangs oder der Paßlinie darstellen. Es ist eine empfehlenswerte Aufgabe des Kartenstudiums, diese Fuß- und Endpunkte anderweitiger Paßlinien nach Lage und Höhe festzustellen und schematische Profile der letzteren in der Art der auf Taf. 24 gegebenen zu entwerfen. Unsere Handatlanten enthalten aber bei einer Fülle von Höhenangaben für Gipfel leider noch immer zu wenig solche für Talpunkte.

Eine Abart der letzteren Gattung sind die Wechselpässe, mittels deren man ein Gebirge durchschreiten kann, ohne einen Kammpaß zu er-

steigen. Sie finden sich, wo ein durchbrechender Talzug seine Wurzeln bis in ein auf der jenseitigen Abdachung gelegenes Tal oder einen Talzug erstreckt, der sich zugleich nach der Gegenseite des Gebirges öffnet. Der eigentliche Übergang erfolgt dann mittels einer Talwasserscheide (S. 418). Wechselpässe finden sich häufiger in Gebirgen, bei denen einzelne Flüsse zahlreiche Ketten in Durchbruchstälern zerschneiden (Faltenjura), oder solchen, bei denen langgestreckte Hochflächen zwischen parallelen Rücken eingeschaltet sind (Mittel-Apenninen).

Ein leicht zu verfolgender Wechselpaß ist der von Saifnitz oder Tarvis (Atlas, Taf. 23), der freilich nur die Karnischen Alpen durchzieht und Kärnten mit Friaul verbindet. Hier begegnet sich die tief ins Gebirge eingreifende Fella (Zufluß des Tagliamento) mit einem Seitenflüßchen der Gail (Drau) in einem nur 800 m hohen Längstal. Auch der Paß von Reschenscheideck kann als Wechselpaß in gewissem Sinne angesehen werden, wenngleich die Talwasserscheide hier an der Stelle eines tief eingesenkten Furchenpasses, nicht jenseits eines solchen liegt. Der Südpaß in den Felsengebirgen (Wyoming, Taf. 43) ist ein Wechselpaß. Bei Aufsuchung solcher Wechselpässe auf Übersichtskarten außereuropäischer Länder ist übrigens große Vorsicht geboten, da mangelhaft gezeichnete Querkämme oft den Anschwellungen von Talwasserscheiden gleichen.

§ 173. Orometrische Werte[153]. Die Bergausmessung, zu der wir nunmehr erst übergehen können, bezweckt die vielgestaltige Form einer Erhebung, eines Gebirges durch einige leicht überschaubare Zahlen zu kennzeichnen und damit der Vergleichung der Einzelgebilde und ihrer Teile untereinander größeren Vorschub zu leisten, als es durch die Beschreibung geschehen kann. Sie will ferner die einfach von der Karte abzulesenden Einzelzahlen durch Mittelzahlen ersetzen. Die wichtigsten Methoden der Messung und Berechnung von geographischen Höhen, Linien, Flächen, Raumgrößen, die immer ein gutes topographisches Kartenmaterial voraussetzen, sind früher behandelt (§ 113—115). Hier ist zu besprechen, welche Werte bei der Gebirgskennzeichnung besonders in Betracht kommen.

Methodische Vorbemerkung. Wenn bis heute auf einem Felde, dessen Anbau Humboldt schon vor langen Jahren angebahnt hat, noch immer wenig Vergleichsmaterial vorliegt, so beruht dies nicht darauf, daß die Messungs- und Berechnungsmethoden noch nicht scharf genug wären. Sie genügen für die hier allein ins Auge zu fassenden Näherungswerte jetzt vollkommen. Denn es ist nicht Absicht der Orometrie, die Gebirgsgestaltung erst wieder mit geodätischer Schärfe auszumessen, sondern den Rohbau der Formen durch wenige Mittelzahlen zur Anschau-

[153]) Nachdem Humboldt (1825) durch Berechnung einiger Mittelwerte für Kammhöhen und Pässe Anregung gegeben, ist es besonders v. Sonklar gewesen, der 1859—73 in zahlreichen fleißigen Einzelarbeiten ein orometrisches System ausbildete. Es ist zusammengefaßt in seiner Allg. Orographie 1873, 173—192. Daran hat man später wieder angeknüpft, seine Methoden kritisierend und verbessernd; die sorgfältigsten Messungen für ganze Erhebungen liegen von L. Neumann vor: Orometrie des Schwarzwaldes (Geogr. Abh. Wien I, 2, 1886) und des Kaiserstuhls (Zeitschr. f. wiss. Geogr. VII, 1888). Von besonderem Wert sind die methodischen Erörterungen K. Peuckers (Beiträge z. orometr. Methodenlehre, Diss. Breslau 1890), sowie M. Kandlers Arbeit „Kritik orometrischer Werte" in Ratzels Beitr. z. Geogr. d. mittl. Deutschland (Leipzig 1899, 282—382), mit Anwendung auf den Thüringer Wald. A. Penck gibt in seiner Morphologie (1894) zwar einleitungsweise eine sehr wertvolle Zusammenstellung und Entwickelung morphometrischer Formeln, jedoch ohne Anwendungen und beschränkt sich später auf eine knappgefaßte Geschichte der Orometrie (II, 339).

ung zu bringen. Jede Mittelzahl ersetzt die in der Natur vielfach gewundene Linie oder wechselvolle Fläche durch solche von einfachstem Verlauf, verwandelt damit also in unserer Vorstellung von selbst den Gebirgskörper in Idealfiguren, deren Umrisse einfacher Berechnung zugänglich sind. Das Ziel der Orometrie ist, diese Idealfigur nach Rauminhalt und äußerer Gestalt möglichst dem wahren Gebirgskörper anzupassen, aber nicht das Bild des letzteren im einzelnen durch Zahlen zu ersetzen. Man darf sich also auch über die Grenzen des auf diesem Gebiete Erreichbaren nicht täuschen. Die fraglichen Berechnungen hängen daneben so vielfach in ihren Resultaten von der Güte des Kartenmaterials und der gar nicht zu beseitigenden Willkür in der Auffassung des Berechners z. B. in betreff von Ansatzpunkten der kartographischen Ausmessung im einzelnen, kurz von so vielen Fehlerquellen ab, daß man sich im allgemeinen zufrieden geben kann, wenn die Ergebnisse von der Wahrheit nur um einige Prozente abweichen. Wenn also, wie gesagt, die Berechnungsmethoden theoretisch ausreichen, so ist Schuld an dem Mangel ihrer Anwendung die immer noch verbleibende Mühseligkeit derselben. Zurzeit besitzen wir deren nur für einige deutsche Mittelgebirge und verschiedene Gruppen der Ostalpen, der Tatra usw. Es wäre daher in hohem Grade erwünscht, wenn sich jüngere Kräfte dieser echt geographischen Aufgabe mehr zuwendeten und neue Ausmessungen nach festem Schema anstellten.

Die notwendige Voraussetzung ist freilich eine größere Verständigung über die Auswahl und den Sinn der orometrischen Grundwerte. Die Messungsobjekte müssen nicht nur dem Namen nach, sondern auch ihrem Wesen nach gleich sein. In diesem Punkte hat die Orometrie noch nicht den Weg fester Vereinbarungen ihrer Vertreter beschritten, wie dies andere messende Hilfswissenschaften der Naturkunde — wir erinnern an Schädel- und Körpermeßkunde — im Anfangsstadium ihrer Entwicklung tun mußten und getan haben.

Die Orometrie hat ihre Grundbegriffe zuerst an ausgeprägten Gebirgsformen, am dachförmigen Gebirgskamm gebildet, hat hierbei an den sich frei in die Luft erstreckenden Scheitel mit seinen Gipfeln und Einsattelungen angeknüpft, sich nachmals der schwierigen Aufgabe zugewandt, den Gebirgskörper oder seine Teile von ihrer Grundfläche zu lösen und zuletzt das Gehänge in Betracht gezogen. Bei der Ebene fallen diese drei Begriffe in einen zusammen, es bleiben zwar auch bei ihr noch genug Momente der Ausmessung und Berechnung — Länge, Breite, Umfang, Flächengröße, mittlere Höhe, Neigungswinkel gegen den Horizont —, doch gehen wir nach den früheren Betrachtungen hierauf nicht weiter ein.

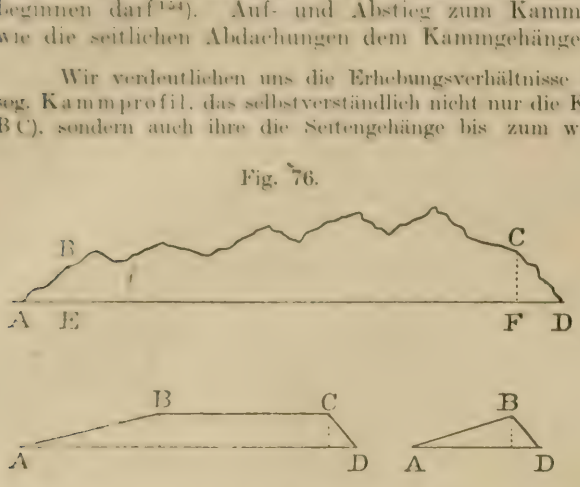
1. Der Scheitel. Es ist mißlich, daß in der geographischen Kunstsprache das Wort Kamm für zwei ganz verschiedene Begriffe gebraucht wird, nämlich sowohl für einen dachförmigen Gebirgskörper als für dessen höchste Partien, den First, in dem sich die Abdachungen des Kammes schneiden. Dies hat namentlich in der Orometrie zu zahlreichen Mißverständnissen geführt, die nur durch Sonderbezeichnungen für einen jener Begriffe zu beseitigen sind. Der Ausdruck Kammscheitel führt unsere Vorstellungen jedenfalls sofort auf die Höhen einer Erhebung; er ist dem des Kammfirstes vorzuziehen, weil Mittelgebirge im allgemeinen einen scharfkantigen First nicht besitzen. Der Name Kamm bleibe im Gebiete der Orometrie dem Gebirgskörper vorbehalten.

Man beginnt mit Aufsuchung der einzelnen Gebirgskämme auf der Karte in ihrer oft schwierigen Unterscheidung von Haupt- und Nebenkämmen (erster, zweiter usw. Ordnung) und Festlegung einer die Abdachungen des Kammscheitels trennenden Linie, der Kammscheitellinie (Kammlinie). Diese gilt es zunächst in ihren Höhenverhältnissen ziffernmäßig fest-

zulegen. Sie soll uns von der Krönung des Gebirges eine Vorstellung gewähren. Hiernach ist klar, daß diese Kammscheitellinie nicht bis an das Kammende im Tale oder am Außenrande des Gebirges fortgeführt werden bezw. dort begonnen darf[151]). Auf- und Abstieg zum Kammscheitel gehören ebenso wie die seitlichen Abdachungen dem Kammgehänge an.

Wir verdeutlichen uns die Erhebungsverhältnisse eines Kammes durch das sog. Kammprofil, das selbstverständlich nicht nur die Kammscheitellinie (Fig. 76, B C), sondern auch ihre die Seitengehänge bis zum wasserscheidenden Gebirgsfuß trennenden Fortsetzungen (A B und C D) umfaßt. Die Notwendigkeit, diese Anfangs- und Endglieder des Kammprofils von dem des Kammscheitels grundsätzlich zu trennen, geht ohne nähere Erläuterung aus den extremen Formen ungegliederter Gebirgskrönung, dem Tafelberg und dem Kegel, hervor (Fig. 76). Je länger und je flacher nun eine Erhebung verläuft, um so mehr nähern sich das Kammscheitelprofil (E B C F) und das allgemeine Kammprofil (A B C D) einander, so daß nicht selten die Unterscheidung ohne Bedeutung ist. — Anfangs- und Endpunkt der Kammscheitellinie zu bestimmen ist nicht immer so einfach wie bei der Knickung des schematischen Kammprofils des Tafelberges. Pässe können, weil im allgemeinen noch dem Kammscheitel angehörig, zum Ansatzpunkt dienen. Bei einem Endgipfel endigt die Kammscheitellinie nicht im höchsten Punkte desselben, sondern am äußeren Abhang dort, wo sein Fuß auf der idealen Scheitelfläche aufruht (Fig. 76, B u. C).

Fig. 76.



Die auf- und absteigende Linie des Kammscheitels bewegt sich zwischen den leicht von der Karte abzulesenden absoluten Extremen des höchsten Gipfels und tiefsten Sattels. Die Orometrie setzt mittels einfacher Durchschnittsrechnung an ihre Stelle zunächst die mittleren Extreme, nämlich die Mittelhöhe der höchsten Gipfel und tiefsten Sättel. Sie schreitet dann zu den mittleren Abweichungen von der Kammhöhe d. h. der Mittelhöhe aller Gipfel (G) und Sättel (S) (sog. mittlere Gipfel- und Sattelhöhe) vor. Schließlich berechnet sie aus dem arithmetischen Mittel der beiden letzten die rohe mittlere Kammhöhe $(G + S) : 2$. Hierbei ist unter Höhe stillschweigend stets die absolute Höhe über dem Meeresspiegel gedacht. Das Ergebnis wird um so genauer werden, eine je größere Zahl von Höhenpunkten in die Berechnung gezogen wird. Es muß ferner die mittlere Kammhöhe für die einzelnen Strecken eines Kammscheitels gesondert berechnet werden (um später auf die unten beschriebene Weise zu einem Mittel vereinigt zu werden), sobald diese Strecken von ausgesprochen verschiedener Höhe sind.

Zur Bestimmung der verbesserten mittleren Kammscheitelhöhe bieten sich, da es sich hier um eine Linie handelt, andere Wege. Ent-

[151]) Den entgegengesetzten Standpunkt verteidigt L. Neumann (Kaiserstuhl, 328); seine Berechnungen geben daher gegenüber obiger Auffassung die Kammscheitellängen zu groß, die Kammscheitelhöhe zu niedrig an.

weder stellt man, mit einer festen, nicht zu großen Zirkelöffnung auf der Karte der Kammlinie entlang schreitend, die Höhe einer großen Zahl gleich abständiger Punkte fest[155]) — und zwar durch Schätzung der Höhen nach dieser Karte — und zieht daraus das Mittel, oder man wählt die graphische Methode der Ausmessung des gezeichneten Kammscheitelprofils (vergl. S. 435), die um so näher zur wahren mittleren Kammhöhe führen wird, je genauer der Entwurf ausgeführt ist. Es ist klar, daß die so gefundene verbesserte mittlere Kammscheitelhöhe nicht völlig der rohen entsprechen kann.

Will man die mittleren Kammhöhenwerte (h, h_1, h_2) verschiedener Kammstrecken oder einzelner Kämme z. B. von Haupt- und Nebenkämmen zu einem Gesamtmittel (H) vereinigen, so muß man dabei der jeweiligen Kammscheitellänge (l, l_1, l_2) Rechnung tragen. Es ist also die Summe der Produkte durch die gesamte Länge aller Kammscheitellinien (L) zu teilen.

$$H = \frac{hl + h_1 l_1 + h_2 l_2}{L} = \text{mittlere Kammscheitelhöhe.} \qquad (1)$$

Die mittlere Kammprofillinie des Kaiserstuhlgebirges (18,9 km) hat man zu 412 m, die mittlere Kammscheitelhöhe (16,6 km) zu 427 m berechnet, was immerhin einen Unterschied von fast 4% ausmacht. Weniger weicht in diesem Fall die rohe Kammscheitelhöhe (419 m) von der verbesserten ab (428 m), und noch mehr nähern sich beide Werte, wenn man die Berechnung auf die ausgesprochen höhere Kammscheitelstrecke (12,8 km) beschränkt (450 m bezw. 453 m)[156]).

Bei numerischen Vergleichen ist die erste Sorge, daß sie sich auf Objekte gleicher Ordnung beziehen. Es hat nur Sinn, Mittelzahlen für die Gesamtalpen denen anderer Hochgebirge wie des Kaukasus, der Pyrenäen usw. gegenüberzustellen oder aber einzelne Gebirgsstöcke der Alpen untereinander und etwa mit deutschen Mittelgebirgen zu vergleichen. Vor allem aber sollte man auch im Ausdruck zwischen der Hauptkammhöhe und der (allgemeinen) Kammhöhe unterscheiden, welche letztere alle Nebenkämme mit zu berücksichtigen hat. Für manche orometrischen Vergleiche wie z. B. die Durchgängigkeit eines Gebirges hat wesentlich nur der Hauptkamm eine Bedeutung, dessen Verhältnisse daher neben dem aller Kämme insgesamt angegeben werden müssen, eine Ausscheidung, die dem Berechner keine Schwierigkeit macht.

Nicht die mittlere Kammhöhe, sondern mittlere Hauptkammhöhe der Berner Alpen[157]) (125 km) beträgt ca. 3000 m (rohe Bestimmung 3079 m, verbesserte 3023 m). Für den Schwarzwald hat man die Mittelhöhe sämtlicher Kämme (2281 km) zu 770 m berechnet, während die mittlere Hauptkammhöhe[158]) (406 km) dagegen 900 m, also 17% mehr beträgt (beide Zahlen sind freilich, weil nicht auf den Kammscheitel beschränkt, etwas zu niedrig). Für die Hohen Tauern unterscheidet sich die rohe Hauptkammhöhe (2985 m) von der allgemeinen Kammhöhe (2725 m) noch um 9 bis 10%[159]).

Um den Grad der Ausschartung des Kammscheitels zu bezeichnen, bieten sich nun unter obigen Mitteln von Höhen- und Tiefenpunkten

---

[155]) Peucker, Orometrische Methoden 24. — [156]) L. Neumann, Kaiserstuhlgebirge (Anm. 153). — [157]) Nach L. Neumann (Berichte d. naturf. Ges., Freiburg i. B. 1888, IV). — [158]) Berechnet nach L. Neumann (Schwarzwald; s. o. Anm. 153, 216—218). — [159]) v. Sonklar, Hohe Tauern, 1866, 264; Ed. Brückner fand durch neue Berechnung den Hauptkamm zu 2956 m (Z. d. D.-Österr. Alp.-Vereins 1886, 167).

verschiedene Gegenüberstellungen. Unter mittlerer Schartung versteht man den Unterschied zwischen mittlerer Gipfel- und Sattelhöhe. Sie ist viel geringer, als man gemeiniglich nach dem Zahlenunterschied höchster Gipfel und tiefster Pässe annimmt, wie sie auf der Karte zuerst unsere Aufmerksamkeit in Anspruch nehmen, aber sie erläutert ziffernmäßig den Eindruck, den wir in der Natur wie im Bilde von einem Gebirgspanorama gewinnen.

Im Hauptkamm der Berner Alpen und Mittelpyrenäen[160]) erreicht die mittlere Schartung etwa 350 m; in den Gruppen der Tiroler Alpen soll sie 200 bis 250 m kaum übersteigen, im Thüringer Wald nur 50 m, im Schwarzwald 36 m erreichen[161]). In diesen Mittelgebirgen werden die Sättel von den Gipfeln nur etwa um 5%, in den kristallinischen Alpen Tirols um 8—10%, im Hauptkamm der Berner Alpen um 12%, in dem der Mittelpyrenäen um 14%, in den Vorarlberger Kalkalpen um 15% überragt.

Für die Zugänglichkeit eines Gebirges in verkehrsgeographischer Hinsicht kommt mehr die mittlere tiefste Ausschartung der Hauptkämme in Betracht, d. h. der Unterschied der Mittelhöhen der höchsten Gipfel und tiefsten Pässe im Verhältnis zu ersteren, ferner die mittlere Häufigkeit der tiefsten Pässe längs der Hauptkämme (Paßabstand).

Die tiefste Schartung ist absolut genommen bei den mittleren Pyrenäen (Hauptkammlinie 333 km[162]) und den westlichen und östlichen Berner Alpen annähernd gleich (1000—1100 m), aber die geschlossenste Gruppe sind die letzteren (Finsteraarhorngruppe). Sie ist nur bis zu ¾ der Höhe benachbarter höchster Gipfel ausgeschartet (3025 m : 4124 m), dagegen sind es die westlichen Berner Alpen (2245 m : 3360) und Mittelpyrenäen (2069 m : 3054 m) bis zu ⅔.

2. Unterbau, Sockel, Block. Die Mittelhöhe des Gebirgssaumes (bezw. der Gebirgsgrenzlinie) gibt uns die Höhe der Gebirgsbasis oder des Unterbaues[163]), auf dem das gesamte Gebirge ruht, und ebenso finden wir aus der mittleren Höhe der einen Gebirgsteil einschließenden Talsohle (bezw. der begrenzenden Tiefenlinien) die Basishöhe des letzteren (Kammbasis). Längs der gekrümmten Basisfläche läßt sich also in der Idee der eigentliche Gebirgskörper von seinem Unterbau glatt trennen. An der Verwachsungsstelle mehrerer Kämme schließen wir den Kammfuß durch geradlinige Verbindung der Anfangspunkte beider den Kamm begleitenden Täler. Man kann die mittlere Höhe dieser Saumlinien als die jeweilige mittlere Erosionsbasis des betreffenden Gebirgsteiles ansehen.

Wollen wir erfahren, bis zu welchem Niveau im Mittel alle Kammgehänge eines Gebirgsstocks herabsteigen, so müssen wir, da die Kämme zwei Gehänge besitzen, alle sich zwischen die Kämme einschiebenden Täler doppelt, alle den Fuß begleitenden einfach in Rechnung ziehen. Diese letz-

---

[160]) Penck, Jahresb. d. Geogr. Ges. München, 1885 (die zugehörige Tabelle in Bd. 1886). — [161]) S. die Zusammenstellung bei Neumann, Schwarzwald, 233. — [162]) Berechnet nach Penck, s. Anm. 160. Hier sind die Mittelpyrenäen vom Paß von Canfranc am Pic du Midi bis zum Col de la Perche genommen (Atl. Taf. 29, Nebenkarte, 1 : 2500000). — [163]) Was hier der Unterbau genannt ist, bezeichneten Brückner (s. Anm. 159) und Neumann nicht mit Unrecht als Sockel, denn ein solcher schließt oben mit glatter Fläche ab; indessen hat v. Sonklar diesen Namen bereits für ein höheres, mit Kuppenform in den Gebirgskörper von unten eingreifendes Postament der Kämme eingeführt; für letzteres würde freilich der Name Gebirgskern besser passen (s. auch Peucker, Orom. Methoden, 15).

teren ausschließen, hieße den Hauptkamm hierbei ohne Unterbau lassen[164]). Die mittlere Talhöhe in dieser Ausdehnung mag rohe Sockelhöhe der Gebirgskämme genannt werden.

Um diese orometrischen Werte zu bestimmen, kann man den Gebirgssaum bezw. den Gesamtverlauf der Talsohlen (mit Einschluß des untrennbaren Saumes)[165]) als in sich zusammenhängende Kurven betrachten und die Mittelhöhen wie bei den Kammlinien durch gleichabständige Punkte finden. Jedes innere Tal muß aber aufwärts und abwärts geschritten werden. — Oder man mißt Länge und Mittelhöhe jedes Einzeltales und teilt nun die doppelte Summe der Teilprodukte von Länge und Höhe der innern Täler ($2\,H\,.\,T$), vermehrt um das Produkt für den Gebirgssaum ($H_1\,.\,S$) durch den gesamten Talverlauf ($2\,T + S$).

$$\text{Rohe mittlere Sockelhöhe (sog. mittlere Talhöhe)} = \frac{2\,H \cdot T + H_1 \cdot S}{2\,T + S} \qquad (2)$$

Ein strengeres Verfahren berücksichtigt die jeweiligen Kammareale (f) unter Ausschluss der breiten Talsohlen und bildet aus dem Produkt derselben in die Mittelhöhe der die einzelnen Kämme einschließenden Täler, welche sich aus $h' = (h\,.\,t + h_1\,t_1) : (t + t_1)$ berechnet, lauter Einzelsockel ($f\,.\,h$), um sie auf bekannte Weise zu einem einzigen Sockel auszugleichen.

$$\text{Verbesserte mittlere Sockelhöhe} = \frac{f \cdot h' + f_1 \cdot h'_1 + f_2 \cdot h'_2 + \cdots}{F} \qquad (3)$$

Der Gebirgsblock. Man berechnet die mittlere Massenerhebung oder die Höhe des völlig über seiner Grundfläche ausgebreiteten Gebirgsblocks aus seinem Rauminhalt, indem man letzteren durch die Grundfläche teilt. Das allgemeine Verfahren zur Volumenbestimmung unter Ausnutzung der Höhenschichten-Karten ist früher geschildert (S. 258). Bei Plateau- und Kuppengebirgen ist dies das allein Anwendbare.

Für Hochgebirge mit deutlich ausgebildeten Kämmen hat man das Volumen in erster roher Annäherung auch dadurch bestimmt, daß man dem Inhalt des Sockels denjenigen des Kammes (K) hinzufügt. Der letztere wird hierbei als ein dreiseitiges liegendes Prisma von gleichschenkligem Querschnitt aufgefaßt, dessen spitze Kantenwinkel gleich dem mittleren Gehängewinkel (α) sind (s. u.). Dann folgt, wenn c die relative mittlere Kammhöhe, l die Länge aller Kämme bedeutet, nach bekannten Formeln $K = c \cdot (c\,.\,\operatorname{cotg}\,\alpha) \cdot l$. Das Ergebnis wird um so richtiger, je mehr sich im Gehänge die konvexen und konkaven Teile ausgleichen[166]). — Wenn man erfährt, daß die mittlere Massenerhebung der Hohen Tauern, nach der letzten Methode berechnet[167]), zu 1912 m und 1985 m, dagegen mittelst Ausnutzung der Höhenschichtenkarte[168]) (1 : 75000 m, Stufenhöhe der Isohypsen 300 m) zu 1830 m gefunden ist, wird man nicht im Zweifel sein, dem letzteren Wert den Vorzug zu geben.

Hiermit haben wir nun drei neue mittlere Tiefenniveaus gewonnen, um alle möglichen Überhöhungen und relative Höhen nach Bedürfnis und Geschmack zu berechnen. Jedoch ist eine beliebige Vereinigung der früher gefundenen Höhen mit diesen Tiefenniveaus nicht gestattet. So kann man

---

[164]) Neumann schließt (Schwarzwald, 220) seltsamerweise ausdrücklich den Gebirgssaum aus und gibt später den ganzen Sockelbegriff auf (Kaiserstuhl, 366); s. Peuckers sehr richtige Einwände a. a. O. 19. — [165]) Peucker, 17. — [166]) Neuere Orometriker verwerfen dieses Verfahren, indem sie — wohl etwas zuweitgehend — nur eine seltene Beziehung zwischen Kammvolumen und Gehängewinkel zugeben (S. Peucker, 35; Neumann, Kaiserstuhl, 369). — [167]) v. Sonklar, (Hohe Tauern, 1866, 285) und Gsaller (Zeitschr. des Deutsch-Österr. Alpenvereins 1886, 150). — [168]) E. Brückner, (ebenda, 175).

unter relativer Hauptkammhöhe nur die Differenz zwischen absoluter Hauptkammhöhe und Höhe seines Unterbaues, ebenso unter relativer Kammhöhe nur die Überhöhung der mittleren Kammhöhe über den sog. Sockel verstehen.

Die Gebirgsbasis des Schwarzwaldes liegt etwa 325m über dem Meeresspiegel, die rohe Sockelhöhe berechnet sich (aus 2100 km Tallänge im Innern von 546 m Höhe und ca. 580 km Saumlinie in 325 m Höhe) nach Formel (2) zu 502 m, die Blockhöhe oder mittlere Massenerhebung zu 636 m (die wahre Sockelhöhe kennt man bis jetzt noch von keinem Gebirge). Hiernach ist (vergl. S. 437) die relative Hauptkammhöhe 575 m (900 m—325 m), die relative allgemeine Kammhöhe dagegen nur 268 m (770 m—502 m).

3. Talgefälle und Gehängeneigung. Das mittlere Gefälle eines Tales wird einfach aus dem Neigungswinkel (α) im Profildreieck gefunden, welches die ganze Tallänge (t) zur Grundlinie, die gesamte Fallhöhe (h), d. h. den Unterschied der Höhe des Talanfangs von dem des Talendes zur Höhe hat: $\text{tang}\ \alpha = h : t$ (S. 252). In diesem Mittel verschwinden also alle einzelnen Abstufungen des Gefälles, wie sie aus einem genauen Profil hervortreten würden, vollkommen. Als mittleres Gefälle einer Mehrzahl von Talsohlen betrachten wir den Durchschnitt der Fallwinkel der einzelnen, wobei man begreiflicherweise nur die gleichartig gebildeten Täler je für sich zusammenfassen darf.

In jedem Gebirge heben sich leicht Längs- und Quertäler nach dieser Richtung ab. Die Längstäler, welche die Hohen Tauern begleiten[169]), haben durchschnittlich nur ein Gefälle von $^1/_2{}^0$, die Hauptquertäler ein solches von 5—6°, und die Gehängetäler (Quertäler zweiter Ordnung) von 10—12° steigend bis auf 18°. Im Schwarzwald finden sich unter 163 Tälern kaum sechs, deren mittleres Gefälle eine Neigung von 5—6° übersteigt.

Gehängewinkel[170]). Das Kammgehänge fällt vom Gebirgskamm in Stufen verschiedener Neigung bis zur Talsohle herab. Bei scharf ausgebildeten Kämmen bildet das Gehänge eine konkave Fläche. Betrachten wir erst ein einzelnes Kammgehänge für diesen Fall. Die mittlere Neigung können wir dann ebenso wie das Talgefälle aus einem Profildreieck finden, dessen Grundlinie die mittlere Breite des Kammgehänges (b) und dessen Höhe die ganze Fallhöhe, d. h. in diesem Falle die relative Höhe des Kammes (c) über der Talhöhe an seinem Fuße ist, also

$$\text{tang}\ \alpha = \frac{c}{b} = \frac{\text{relative Kammhöhe}}{\text{mittlere Breite des Kammgehänges}} \qquad (4)$$

Nun ist aber offenbar der Flächeninhalt (f) dieser einseitigen Kammbasis (d. h. der Horizontalprojektion des schrägen Kammgehänges) gleich dem Produkt aus der mittleren Breite (b) und der mittleren Länge (λ) des Gehänges, $f = b \cdot \lambda$, also läßt sich diese Breite durch Größen ersetzen ($b = f : \lambda$), die mit größerer Sicherheit zu bestimmen sind. Es ist also

$$\text{tang}\ \alpha = \frac{c \cdot \lambda}{f} = \frac{\text{relative Kammhöhe} \times \text{Gehängelänge}}{\text{Gehängefläche}} \qquad (5)$$

Diese Länge des Gehänges ist aber nichts anderes als das arithmetische Mittel zwischen der oberen Gehängegrenze, d. h. der Kammscheitellinie l und der

[169]) v. Sonklar, Hohe Tauern, 284. — [170]) Über den Gehängewinkel siehe Peucker, Orometr. Methoden, 1890, 45.

unteren, d. h. der Kammfußlinie. Die gleiche Betrachtung läßt sich nun erweitern auf die beiden Kammgehänge und schließlich auf sämtliche Gehänge eines Gebirgsstocks. Die Länge des Gehänges wird in diesem Fall dem Durchschnitt zwischen der gesamten Tal- und Saumlänge ($2\,T + S$) und der doppelten Länge des Kammscheitels ($2\,L$) entsprechen. — Wird diese Berechnung auf die Gehänge eines Tafelberges angewandt, so tritt an die Stelle der doppelten Kammlänge folgerichtig die Länge des Plateaurandes. Auf diese Weise wird der Zusammenhang des mittleren Gehängewinkels mit dem mittleren Böschungswinkel klar. Es ist früher gezeigt, wie man die Böschungswinkel eines zwischen zwei Isohypsen eingeschlossenen Geländestreifens berechnet (S. 254). Lösen wir nun ein Gehänge in lauter gleichabständige Höhenstreifen auf, so wird die mittlere Böschung (β) gleich sein dem Produkt aus dem Höhenlinienabstand (x) in die Summe sämtlicher Isohypsenlängen, geteilt durch das Areal des Gehänges, d. h. der Grundfläche des Kammes[171])

$$\text{tang}\ \beta = \frac{x}{F}\,(l_1 + l_2 + l_3 + \ldots) \qquad (6)$$

Man sieht, daß dieser mittlere Böschungswinkel (β), der sich bei geringem Isohypsenabstand allen Biegungen des Bodens anschließt, etwas anderes ist als der (rohe) Gehängewinkel (α), der nur die Gesamtabdachung eines Gebirgsstocks markiert. Bei Berechnung des Areals der Kämme müssen die breiteren Talflächen ausgeschieden werden.

Während im Hügelland[172]) der mittlere Böschungswinkel selten 2—3° übersteigt, erreicht er im Rumpfgebirge 5—10°, in stärker gefalteten Ketten (Jura, Voralpen) 15°, in Hochgebirgsgruppen 20—30°, in einzelnen Spitzen daselbst, ähnlich wie bei den höheren Stufen der Vulkankegel, 30—35°; selten übersteigen Talgehänge 40—45°. Es sind dies im allgemeinen also weit geringere Neigungen, als man nach dem Anblick der Gehänge von der Talseite aus vermutet.

VI. Seen und Flüsse.

§ 174. Die Seen[1]). Die kleinen, ringsum von Böschungen umschlossenen Hohlformen der Landoberfläche, die wir als Becken oder Wannen den Tälern gegenüberstellen (S. 379), verraten sich in der Natur wie auf der Karte meist nur so weit, als sie mit Wasser gefüllt sind. Aber es gibt nament-

---

[171]) Vergl. die strenge Entwicklung bei Finsterwalder (s. o. S. 254, Anm. 122), eine andere elementare bei Penck, Morph. I, 47. — [172]) Vergl. Peucker in Verh. d. V. internat. Geogr.-Kongr. (Bern 1891, 554), mit weiteren Einzelausführungen.

[1]) Aus wenigen Beobachtungen an Landseen hat sich allmählich eine eigene Sonderwissenschaft, die Limnologie oder Seenkunde, entwickelt, deren umfassende, weit über den Rahmen der Geographie hinausgehende Gesichtspunkte zum ersten Male von F. A. Forel in einer großartig angelegten Monographie über den Genfer See (Le Léman, Lausanne I, 1892, II, 1894) und später in seinem „Handbuch der Seenkunde", Stuttg. 1900 im Zusammenhang niedergelegt sind. v. Richthofen (Führer, 261—291) verweilt besonders bei den verschiedenartigen Möglichkeiten der Seebeckenbildung, ordnet die Seen aber zum Schluß nach geographischen Gruppen, welchen letzteren Gesichtpunkt Penck, Morph. II, eingehend durchführt. Die Literatur über die Seenforschung wächst mächtig an. Über die Hauptfortschritte, soweit sie den Geographen interessieren, berichteten im Geogr. Jahrbuch E. Rudolph, später W. Gerbing. Vergl. auch W. Halbfaß, Der gegenwärt. Stand d. Seenforschung, die wichtigsten Einzelseen behandelnd (Fortschr. d. naturw. Forschung, her. v. Abderhalden, Berlin-Wien, VI, VII, IX, 1912—1913).

lich in den Trockengebieten der Erde auch leere Wannen, die vermöge der geschlossenen, ihren Boden überhöhenden Umrandung ein stehendes Wasser, d. h. einen Landsee aufnehmen könnten, oder entleerte Becken, die ehedem einen Seespiegel enthielten. Seen gehören zu den veränderlichsten und damit in ihrem heutigen Auftreten jugendlichsten Erscheinungen im Antlitz der Erde.

1. Die Seenkunde ist von rein räumlichen Betrachtungen der Seefläche ausgegangen, indem man deren Umrißgestalt festlegte, die Größe maß, die Höhenlage bestimmte, um erst spät durch vereinzelte Tiefenmessungen eine annähernde Vorstellung von der durch das Wasser verdeckten Hohlform selbst zu gewinnen. Neuerdings ist man mit letzteren systematisch vorgegangen und hat damit Material zu einer ausgiebigen Beschreibung zahlreicher Seebecken nach ihrer äußeren Gestalt bekommen, wie sie die Vorbedingung für viele weitere Fragen ist[2]). Da es sich hierbei um ähnliche morphometrische Methoden handelt[3]), wie sie uns im Vorhergehenden beschäftigten, verweilen wir dabei nicht. Einzelnes kommt im folgenden zur Sprache.

Anders als bei den Tälern, wo das in ihnen herabgleitende Wasser sehr wesentlich zur Erhaltung, ja weiteren Austiefung der Hohlform beiträgt, ist die Wasserfüllung im ganzen belanglos für die eigentliche Bildung der Seebecken. Sie verteilt zwar die in den See gelangenden Sedimente gleichmäßiger über den Boden und bei größeren Seen erleiden die Ufer durch die Bewegung des Seespiegels eine feinere Ausgestaltung — es bilden sich Strandterrassen —, aber das Wasser schafft nicht die Wanne selbst. Die mannigfachen Vorgänge, welche diese hervorrufen, lassen sich im Grunde auf solche der Einsenkung, der Ausräumung und der Abdämmung zurückführen. Diese bilden die Grundlage für die zum Teil bis ins feinste ausgebauten genetischen Seensysteme[4]).

Beispiele der verschiedenen Bildungsweise lassen sich zweckmäßig mit einer Betrachtung der geographischen Verbreitung der Seen verbinden, da in gewissen Regionen die eine oder andere Art der Beckenbildung vorherrscht, wenn auch jeder einzelne See in Wahrheit erst der Untersuchung bedarf, um ihn einer bestimmten Klasse zuzuweisen.

Am allgemeinsten wirkt die Abdämmung mit, indem sie einer bereits vorgebildeten Hohlform nach der offenen Seite erst den erforderlichen Abschluß gewährt und ihr einen Damm oder einen Riegel vorschiebt. Dies kann z. B. mehr oder weniger plötzlich durch einen Bergsturz, einen Gletscher, einen Moränenwall, einen Lavastrom usw. geschehen, aber sich auch durch Aufwölbung der Erdrinde, durch

---

[2]) Neben prächtigen Karten großen Maßstabes für einzelne Seen (wie z. B. die von den Uferstaaten 1894 herausgeg. Bodenseekarte 1 : 50000 mit 10 m-Höhen- und Tiefenlinien) hat man Seeatlanten für Gruppen von kleinen Seen (namentlich der Alpenseen, der französischen Seen, der schottischen Seen usw.) auszugeben begonnen, die neben Tiefenkurven zahlreiche Profile mitteilen. Seentypen s. in Berghaus, Phys. Atl., Taf. 18. — Einfache Apparate zu Tiefenmessungen in Seen beschreibt W. Ule, (Pet. Mitt. 1894, 213). — [3]) Als durchgeführte Muster können Pencks Morphometrie des Bodensees (Festschr. d. Geogr. Ges. in München, 1894) und W. Halbfass, Morphometrie d. Genfer Sees (Zeitschr. Ges. f. Erdk. XXXII, 1897) gelten. — [4]) v. Richthofen unterscheidet im „Führer" 38 Arten von Seen, G. R. Credners System (Die Reliktenseen Erg.-Heft Nr. 86 u. 89 zu Pet. Mitt. 1887 u. 1888) deren gegen 40.

Windaufschüttungen und Anschwemmungen langsam vorbereiten. Tritt diese Abdämmung bei anderweitig ausgetieften Seebecken hinzu, so vermag sie ihre Tiefe zu vergrößern (Gardasee). Umgekehrt kann regionale Bodenbewegung nicht nur die Tiefenverhältnisse eines ganzen Seendistrikts ändern, sondern im Flachland bei Senkung viele einzelne Becken in ein einziges größeres verwandeln, bei Hebung größere Wasseransammlungen in einzelne Becken zerlegen.

2. Was die Herkunft der Wasserfüllung der Becken sowie ihre Entleerung betrifft, so lassen sich die wichtigeren Beziehungen von der Karte ablesen[5]). 1. Seen ohne sichtbaren Zufluß und Ausfluß, sogenannte Blindseen, erhalten ihr Wasser teils durch Quellen im Seeboden oder durch Grundwasser, teils durch die meteorischen Niederschläge im Bereich der Beckenumrandung. Die Verdunstung hält hier der geringen Zufuhr die Wage, wie z. B. bei den meisten Kraterseen (s. u.); bei Blindseen in durchlässigem Gestein regeln unterirdische Kanäle den Seestand. — 2. Quellseen füllen sich bis zum Überlaufen und gewinnen dann einen periodischen oder dauernden Ausfluß. Sie sind nicht durchweg von kleinstem Umfang, sondern zu ihnen gehören auch sehr große Seen wie einige der ostafrikanischen (Viktoria-See) und der großen kanadischen. Voraussetzung für den Begriff ist, daß die etwaigen kleineren Zuflüsse noch der Beckenumrandung entstammen oder in ihrer Wasserzufuhr verschwinden gegenüber der Gesamtspeisung des Beckens durch die Niederschläge. Eine Schwankung des Seespiegels wird bei diesen Seen also allein vom Wechsel der Niederschläge im Beckenbereich abhängen. — 3. Flußseen, wie sie sich namentlich in Gebirgstälern finden, sind hinsichtlich ihrer Wasserführung in engster Abhängigkeit von dem Strome, in dessen Talzug sie eingegliedert sind. Sie besitzen also einen ausgesprochenen Zufluß und einen Abfluß, es sind offene Seen, Läuterungsbecken für den Strom, seenartige Erweiterungen des Flußlaufes. Die Spiegelschwankungen werden sich vermöge der leichteren Abfuhr im allgemeinen in engen Grenzen halten, sowohl hinsichtlich der Höhe als nach der Zeit des Ausgleichs. — 4. Anders bei den zahlreichen Endseen, die zwar einen Zufluß, aber keinen sichtbaren Abfluß besitzen (abflußlose Seen). Hier muß notwendig eine beträchtliche Schwankung der Seespiegelhöhe und bei flachen Ufern zugleich eine solche seiner Oberflächenausdehnung eintreten. Denn Endseen können den Überschuß des Wassers, abgesehen von den seltenen Fällen, wo dies durch unterirdische Kanäle geschieht, nur auf dem Wege der Verdunstung verlieren. Wenn die Seespiegelschwankungen bei vielen Endseen im Flachland nicht so bedeutend sind, als man nach dem Wechsel der Zufuhr erwarten sollte, so rührt es eben daher, daß mit dem Steigen des Wassers die benetzte Oberfläche sich vergrößert, so daß nun die Verdunstung um so stärker dem weiteren Steigen entgegenwirken kann. Der Ausgleich selbst erfordert aber längere Zeit als bei Flußseen, daher hat man die Frage der Klimaschwankungen besonders an der Hand von Perioden des Steigens und Fallens solcher Endseen aufgebaut, worauf wir zurückkommen (§ 256).

Diese Betrachtung mag gleichzeitig als Erläuterung dienen, warum die Angaben über die Höhe der Seespiegel, die sich eigentlich auf den mittleren Wasserstand beziehen sollten, aber weit mehr noch über ihre Flächengröße so häufig schwanken. Manche seichten Seen vergrößern ihre Fläche in den Regenzeiten und längeren Perioden der Niederschläge um das mehrfache und erscheinen daher manchmal in ganz

[5]) Die obigen vier Arten von Seen hat bereits Varenius (Geogr. generalis 1650, Cap. XV, Propos. II) unterschieden. Die Namen dafür sind neuen Ursprungs.

anderem Umriß auf den Karten. — Wir erinnern an den Tschadsee im Sudan, dessen Größe bald zu 10000, bald zu 50000 qkm geschätzt wurde[6]), an die Niederungsseen der chinesischen Tiefebene usw. Jedoch auch in Gebirgsseen spielt das Hochwasser eine Rolle nach dieser Seite. Der Bodensee (mit Untersee), im Mittel 538 qkm groß, hatte 1876 bei Hochwasser einen Flächengehalt von 577 qkm, dagegen 1858 bei sehr niedrigem Stand nur einen solchen von 512 qkm[7]).

3. Treten wir nun an die Karte heran. Die Gesamtheit aller Landseen der Erde mit Einschluß des Kaspischen Meeres läßt sich annähernd auf 1700000 qkm schätzen[8]), überschreitet also kaum die Größe des Golfes von Mexiko (1 600 000 qkm). Davon entfallen mehr als 1 Mill. auf die 20 über 10000 qkm großen Seen, die im folgenden zusammengestellt sind:

Wir reihen dieser Übersicht meist recht unsicherer Werte gleich einige Angaben über die großen diluvialen Binnenseen Nordamerikas ein, von denen heute nur noch geringe Reste erhalten sind (S. 440).

	qkm		qkm
Kaspisches Meer (ohne Ins.) .	436000[9])	Michigan-See	58100[11])
[Agassiz-See, Kanada . .	285000[10])]	[Bonneville-See	51000[14])]
Oberer See	80800[11])	Baikal-See	34200[9])
Victoria-Njansa	68800[12])	Tanganjika-See	31900[15])
Aral-See (ohne Inseln) . . .	63270[13])	Großer Bären-See	29000[16])
Huron-See	61600[11])	Großer Sklaven-See	27000[16])

[6]) Beim Tschad-See hing dies freilich im besonderen Maße mit der Unkenntnis seiner Ufer zusammen. Vergl. Anm. 19. — [7]) Penck, Morphometrie des Bodensees (Anm. 3), 134. — [8]) Die obige Zahl ist das Endergebnis einer möglichst genauen Schätzung aller heute bekannten Seeflächen, die indessen leicht um ± 50000 qkm falsch sein kann. Penck nimmt 2500000 qkm für die Gesamtfläche an (?). (Morphologie I. 189). Ganz abgesehen von der Unsicherheit in der Grenzzeichnung zahlreicher kaum noch vermessenen Seen besitzen wir noch keine durchgeführte Ausmessung der Seenflächen der Erde nach den besten Karten, wie z. B. eine solche der Inseln. Strelbitzky maß planimetrisch Tausende von Seen Europas und Russ. Asiens (Superficie de l'Europe 1882 u. Berechnung der Oberfläche des Russ. Reiches, St. Petersburg 1889 in russ. Sprache), eine Arbeit, die Halbfass (s. u.) ganz mit Unrecht auf eine Linie mit der veralteten v. Klödenschen (Zeitschr. f. Erdk. 1884) stellt. Beschränkter sind die Tabellen, welche neben Flächengröße auch Höhenlage, Tiefen und andere morphometrische Elemente mitteilen wollen, wie Peuckers Tabelle europäischer Seen von mehr als 1 qkm Größe (Geogr. Zeitschr. 1896). W. Halbfass' „Morphometrie der europäischen Seen" (Zeitschr. f. Erdkunde, 1903) ist in bezug auf West- und Mitteleuropa sehr reichhaltig, hinsichtlich Nord- und Osteuropa ganz lückenhaft. Für Skandinavien werden 86 Angaben gemacht, für Finnland und Rußland 26, wogegen Strelbitzky, allerdings nur hinsichtlich der Fläche, gegen 500 skandinavische und über 1600 russisch-finnische Seen nennt. Kartenmaterial nutzt Halbfass nicht aus. — [9]) Nach Strelbitzky 1889. (Vergl. Bevölk. d. Erde. VIII. Pet. Mitt., Erg.-Heft 101, 1891, 63). — [10]) W. Upham, The Glacial Lake Agassiz (Monographs. U. S. Geol. Survey, XXV, Wash. 1896). — [11]) Nach Schermeshorn (Pet. Mitt. 1888, LB. Nr. 36. Vergl. Bev. d. Erde II, 288. VIII, 204). Die Angaben für die einzelnen Seen variieren noch um ± 1000 qkm. — [12]) H. G. Lyons, The physiography of the River Nile and its Basin, Cairo 1906, 52 gibt 68000 qkm. Joachim Perthes (Der Victoria-Njansa, Diss., Göttingen 1913, 35) fand auf Grund der Whitehouseschen Karte (1 : ca. 300000) 68800 qkm, ohne Inseln 66250 übereinstimmend mit H. Meyer (Das deutsche Kolonialreich, 1909, 282) 66500 qkm. — [13]) L. S. Berg (Der Aralsee, St. Petersburg 1908, russ. s. Pet. Mitt. 1909, 824) fand nach seiner Karte 63270 qkm ohne Inseln. — [14]) Nach K. G. Gilbert, Geol. Hist. of Lake Bonneville. (Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. II, 1880/81.) — [15]) Nach M. Hannemann (Tanganjika-See, Diss. Gött. 1920). Neuberechnung n. d. Karte v. Mittelafrika 1 : 2 Mill., her. v. Reichskolonialamt, Berlin 1918. — [16]) Bären- u. Sklavensee nach d. Official Atlas of Canada 1906; Winnipeg und Athabaska nach A. Bludaus Abmessung auf Stielers Handatlas, Taf. 78, 1 : 750000. — [17]) Nach Trognitz (Bev. d. Erde VIII, 1891, S. XIII.)

	qkm		qkm
Njassa-See	26500[17])	Balkasch-See	18400[9])
Erie-See	26000[11])	Ládoga-See	18100[9])
Winnipeg-See	25000[16])	Athabaska-See	12500[16])
[Lahontan	22000[8])]	Eyre-See (Australien)	10000
Tschad-See	ca. 21000[9])	Onéga-See	9750[9])
Ontario-See	18800[11])		

Da Seen ähnlich wie Inseln durch die Schärfe der Umrisse sich bei einfacher Gestalt zur Abschätzung von Flächengrößen eignen, mag folgende Vergleichsreihe für kleinere Seen folgen:

	qkm	(genauer)		qkm	(genauer)
Onéga-See	10000	(9752)	Langen-See (Lago magg.)	200	(210)
Wetter-See (Schweden)	2000	(1964)	Vierwaldstätter See	100	(117)
Boden-See	500	(538)	Würm-See (Starnberger S.)	50	(48)

Nach einigen Hundert rechnen die mehr als 100 qkm großen Seen, ihre Zahl wird Legion, wenn wir sie bis zu den wenige Hektare umfassenden Weihern verfolgen, über deren Bestehen uns nur Karten größten Maßstabes berichten.

Obgleich also Übersichtskarten uns niemals eine richtige Vorstellung über den wahren Seenreichtum zu geben vermögen, so fällt uns beim vergleichenden Überblick doch sofort neben ganz vereinzelten Erscheinungen in sonst seenlosen Gebieten ein Gegensatz zwischen weiten, räumlich zusammenhängenden Regionen sehr geselligen Auftretens der Seen und kleineren begrenzten Landstrichen mit Seenvorkommen auf. Diese letzteren Seendistrikte zeigen sich mehr durch örtliche Verhältnisse, durch die Beschaffenheit des Bodens zur Aufnahme von stehendem Wasser vorbereitet, bei den Seenregionen spielen daneben klimatische Faktoren der Jetztzeit wie der Eiszeit mit, um den Seenreichtum zu erklären.

§ 175. Kleinere Seengebiete[20]). 1. In vulkanischen Gebieten zeigen sich mehrfach fast kreisrunde, durch ringsum aufgeschütteten Wall abgeschlossene Seen, die den Boden eines eingestürzten oder in sich zusammengesunkenen Kraterbeckens einnehmen und meist tief sind. Solche Kraterseen sind z. B. in Italien der See von Bracciano (160 m tief) und der Bolsinische See (146 m tief) oder die Seen der Albaner Berge bei Rom (Taf. 27). Viel kleiner sind die Wasserflächen im Boden ausgeblasener Eruptionsschlote, die sog. Maare, wie sie sich in der Eifel und der Auvergne finden. — Als abgedämmt durch einen Trachytlavastrom gilt der Yellowstone-See im Felsengebirge[21]).

Möglich, daß auch der Nicaragua-See (Taf. 43, Nebenkarte) nur ein durch vulkanische Ergüsse abgeschlossenes Talbecken darstellt[22]), denn seine Flachheit (höchstens 60 m) spricht gegen die Auffassung eines Einsturzbeckens.

2. Auf der narbenreichen Oberfläche von Kalkplateaus bietet sich vielfach Gelegenheit zu Wasseransammlungen — Karstseen — in von unten ausgewitterten und ausgewaschenen Einsturzbecken. Wir erinnern an die trichterförmigen Dolinen (S. 325), die blinden Täler (S. 420), die zuweilen kleine Endseen tragen, oder die breiteren Poljen (Felder, trog-

[18]) Nach J. C. Russel, Hist. of Lake Lahontan (Monogr. U. S. Geolog. Surv. 1885). — [19]) H. Marquardsen, Die geogr. Erforschung des Tschad-See-Gebiets bis zum J. 1905. (Mitt. a. d. d. Schutzgebieten XVIII, 1905, 338). — [20]) Vorwiegend nach Penck II. — [21]) S. d. Kärtchen 1 : 1500000 in Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 13. — [22]) Penck II, 299.

ähnliche Täler[23]). Meist verschwindend klein, erreichen die Karstseen zuweilen bedeutendere Größe. Unterirdische Kanäle (in Bosnien Ponore, in Griechenland Katavothren genannt), an denen Kalk- und Gipsgesteine reich sind und die an der Seeböschung münden, entleeren die Seen, solange erstere unverstopft bleiben, wie den jetzt künstlich entwässerten Kopais-See (See von Topolias) in Böotien (Atlas, Taf. 26, Nebenkarte), dessen Becken selbst jedoch ein echt tektonisches zu sein scheint[24]). Oder die Seen füllen sich periodisch durch derartige Hohlgänge des Gesteins (Zirknitzer See in Krain).

3. Im flachen Schwemmland herrscht an zahlreichen Stellen der Erde die gleiche Form eingeschwemmter und durch lockeres Erdreich abgedämmter Seen vor, über die wir rasch hinwegeilen können. Es gehören hierher die Stromseen, welche in Flußniederungen das Hochwasser aufnehmen, um es in Trockenzeiten dem Fluß gegebenenfalls zurückzugeben. Die Chinesische Tiefebene zeigt diese Form am ausgeprägtesten (vergl. S. 391). Die Deltaseen sind eine Abart derselben Gattung, nur daß sie zuweilen aus einer kleinen, durch Flußanschwemmungen abgeschnürten Meeresbucht hervorgegangen sind. Ebenso einfach liegen die Verhältnisse bei den früher geschilderten Strandseen (Haffen, S. 353). Sie fehlen auch dem Ufer größerer Binnenseen nicht. Manche dieser durchweg flachen Seen verdanken übrigens ihre Eintiefung auch einer Einsenkung oder Einsackung des weichen Bodens. — Auch die kleinen Atollseen inmitten eines aufgeschütteten Walles von Korallensand können hier eingereiht werden.

4. Aus der Gruppe der tektonischen Seen wählen wir zunächst nur die Ketten der in Grabensenken eingeschlossenen, daher meist schmalen und tiefen Senkungsseen aus, die uns in dem großen syrisch-afrikanischen Graben entgegentreten. Im Jordangraben gehören hierher der Tiberias-See (—208 m, Tiefe 48 m) und das Tote Meer, dessen Sohle über 300 m unter seinen schon —394 m tiefer als das Meeresniveau gelegenen Spiegel und fast 1500 m unter den Rand der Senke reicht (Atlas, Taf. 37). In Afrika findet sich eine Doppelreihe gleicher Seen vom Rudolph-See bis zum Njassa-See (706 m tief) und vom Albert-See bis zum Tanganjika (bis 1435 m tief; Tafel 41a). Jedenfalls läßt sich hier auch der durch seine sehr große Tiefe (bis 1523 m) ausgezeichnete Baikal-See — mehr ein Zwillings-See — einreihen[25]).

5. Die Gebirgsseen. Wenn einerseits die wechselvolle Ausgestaltung eines Gebirges manchen Anlaß zur Wasseraufstauung bietet, so bewirkt in ihm doch auch der Sedimentreichtum der Flüsse raschere Wiederausfüllung von Seebecken und die starke Erosion bei lebhaftem Gefäll schnellere Forträumung des Dammes. Viele Gebirge sind auffallend arm an Gebirgsseen wie vor allem der mächtige Himálaja, da hier der Sedimentreichtum viele frühere Seebecken mittlerweile ausgefüllt hat. Zu reicher Entfaltung sind Seen, wie es scheint, nur in Gebirgen gekommen, in welchen die Eiszeit ausgedehnte Vergletscherungen hervorgerufen hat. Wir finden einen Reichtum an größeren Gebirgsseen daher außer in den nördlichen Glazial-

[23]) J. Cvijić, Das Karstphänomen (Geogr. Abh. V, 3. Wien 1903, Kap. V. Die Poljen). — [24]) A. Philippson, Der Kopais-See in Griechenland, (Zeitschr. f. Erdk., Berlin 1894, XXIX, 1—90, mit Karte 1 : 150000). — [25]) Sueß, Antlitz d. Erde III 1, 1901, 69 ff. S. A. Woeikof, Der Baikalsee, (Pet. Mitt. 1910, I, 304 ff.).

regionen, die uns nachher näher beschäftigen, nur in den Alpen und dann erst wieder auf der südlichen Halbkugel in den südchilenischen Anden[26]) (von 40° S. Br. ab) und den Neuseeländischen Alpen[27]).

Nur eine Gattung kleinster Seen findet sich in allen höher ansteigenden Gebirgen, die sog. Hochseen. Sie erhalten sich in einer gewissen Höhenregion unterhalb der Schneegrenze länger, weil in dieser die Erosion noch nicht im gleichen Maße wie tiefer unten an ihrer Zerstörung arbeiten kann. Am vergänglichsten, aber deshalb auch gefährlichsten sind die durch Gletscherströme abgesperrten Eisseen[28]). Jeder Ausbruch muß die verheerendsten Wirkungen auf das anschließende Tal üben, das mit einem breiartigen Schlamm von Firn, Erdreich, Steinblöcken überschüttet wird. — Charakteristisch sind unter den Hochseen die verhältnismäßig tiefen Karseen, welche den unebenen Boden der ausgewitterten zirkusartigen Kare (S. 347) zu bedecken pflegen. — Den breiteren Scheitelflächen der Kamm- und Wallpässe fehlen neben Sumpfflächen selten kleine Paßseen. Abgedämmte Strecken von Hochtälern unweit von flachen Wasserscheiden werden durch diese Lage länger vor der Zuschüttung bewahrt (die Seen auf der Reschenscheideck und im Oberengadin, Taf. 24).

Die Hochseen stellen somit einen nicht unwichtigen Höhengürtel unterhalb der Schneegrenze der Gebirge dar, der wie alle Höhengürtel der Gebirge von klimatischen Faktoren abhängt und also mit abnehmender Breite höher ansteigen muß[29]). Daneben hängt die Höhenlage mit der mittleren Kammhöhe des Gebirges zusammen.

Breite		Hochseenzone
60°—70° N.	Norwegen	1000—1600 m
48°—50° „	Deutsche Mittelgebirge	1000—1200 m
50° „	Tatra	1500—2100 m
47° „	Ostalpen, Kernzone	1700—2800 m
43° „	Pyrenäen	1800—2400 m
37° „	Sierra Nevada	2900—3200 m
28°—32° „	Himálaja	4000—5000 m
10°—20° S.	Anden von Peru	4300—4600 m
30°—35° „	Anden von Chile	1700—3000 m
45° „	Alpen Neuseelands	600—1200 m

Wenden wir uns zu den Talseen, so spricht die längliche Form, die beträchtliche Tiefe, vor allem aber der ungemein ebene Talboden dafür, daß man es bei diesen lediglich mit überstauten Flußtalstrecken zu tun hat, nicht mit Spalten, wie man früher vermutete. Die Böschungen sind meist deutlich abgesetzt, die mittlere Böschung geht selten unter 6—7° herab. Die Erosionsarbeit eines Stammflusses, der in der Mehrzahl der Fälle noch heute den See durchfließt, hat zunächst die langgestreckte Hohlform geschaffen. Manche Talseen wie der Garda-See und Züricher See sind von ihrem Stammfluß verlassen. Vorherrschend sind Talseen in Quertäler gebettet, aber nicht ausschließlich. Der Garda-See und die Seen Kärntens breiten sich in Längstälern aus (Taf. 23), und der Vierwaldstätter See zeigt deutlich, daß er aus Quer- und Längstalstrecken zusammengewachsen ist[30]). Talseen finden

[26]) Pet. Mitt. 1903, Taf. 2, 1 : 2500000. — [27]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 18; 1 : 3 Mill. bezw. 1 : 5 Mill. — [28]) S. Grönländische Eisseen in Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 6. — [29]) A. Böhm, Die Hochseen der Ostalpen (Mitt. k. k. Geogr. Ges., Wien 1886, 627). — [30]) S. die lehrreiche Karte Heims 1 : 250000 in Kirchhoffs Länderk. von Europa (I, 2, 1889, 362) und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter (1903, 533 ff).

sich seltener im Innern der Gebirge und in größeren Höhen (Achensee 929 m, S. 419), Faemund-See in Norwegen 673 m, 62° Br., Taf. 31) als am Ausgang der großen Täler. Daher stimmt ihre mittlere Höhenlage mit der des Gebirgsfußes annähernd überein. Am Nordrand der Alpen ziehen sie sich in 4—500 m, am Südrand in 60—200 m Höhe hin (Taf. 23).

Diese Randseen sind es, die durch ihre beträchtliche Tiefe und ihre räumliche Beschränkung auf gewisse Teile des Gebirgssaumes der Erklärung ihrer Entstehung Schwierigkeiten bereiten. Welches sind die Ursachen, die das gleichsinnige Gefälle des ehemaligen Talbodens in ein ungleichsinniges, die Seeaufstauung bewirkendes verwandelt haben? Am Nordrand der Alpen finden sie sich nur zwischen Rhone und Enns, am Südrand sogar nur zwischen Tessin und Etsch. Ihre Tiefe ist nicht so bedeutend, wie man früher vermutete[31]), erreicht aber doch noch immer 200—500 m (Como-See 410 m, Mjösen in Norwegen 452 m)[32]). Durch die Gebirgsfaltung kann die Gefällsumkehr des Talbodens im allgemeinen nicht entstanden sein, da er sich z. B. in der Nordschweiz mehr oder weniger eben über die in spättertiärer Zeit aufgefalteten Molasseschichten hinzieht, in die jene Täler also erst nachmals tiefer eingeschnitten sind. Die Seen sind daher quartäre Gebilde[33]). Nun ist kein Zweifel, daß die Eiszeit den hervorragendsten Anteil an der Abdämmung jener Seen hat. Wir finden ihre oberen Enden bereits weithin durch Flußsedimente zugeschüttet, ihr unteres dagegen meist von Moränenschutt umkränzt und, z. T. bedeutend überhöht. Die späteren Eiszeiten sind es andererseits gewesen, welche voraussichtlich dadurch, daß sie die Seen bis zum Grunde mit Eis erfüllten, zu ihrer Erhaltung beitrugen, indem sie die völlige Zuschüttung von oben verhinderten oder unterbrachen. Die alten Gletscher haben viele Stammflüsse ganz aus ihren ehemaligen Tälern verdrängt. Da nun aber zahlreiche aus anderen Tälern der Alpen hervordringende Gletscher keine Seeaufstauung zuwege brachten, so sah man sich nach andern Ursachen der Bildung um, die hinzugetreten seien, und glaubte sie auf die Einkippung dieses Gebirgssaumes nach innen zurückführen zu müssen. In der Tat schien diese Vermutung Boden zu gewinnen durch die Entdeckung, daß Schotterterrassen der ersten Vereisung längs dem oberen Ende einzelner Randseen gegen die Alpen hin einfallen, was auf eine Einsinkung der fraglichen Gebirgspartie hinweisen würde[34]). Um die Frage, ob die Schotterterrassen tatsächlich am Außenrand der Alpen, bes. am Züricher See, gegen das Alpeninnere hin anders einfallen oder nicht, dreht sich zurzeit noch der Widerstreit hervorragender Alpenforscher[35]).

An die Randseen schließen sich, immer noch 50—100 m tief, aber mit flacherer Böschung (ca. 2—3°) die glazialen Vorlandseen, meist echte Stauseen im Moränenschutt, der daneben zahllose kleine Lachen — Moränenseen — auf seinem undurchlässigen Boden trägt. Manche der größeren sind Wasserausfüllungen ausgeschürfter Gletscherbetten, von Seitenmoränen

---

[31]) Dem Como-See gab man früher 850 m Tiefe. — [32]) S. die Zusammenstellung morphometrischer Werte bei Halbfaß (s. Anm. 1 u. 8). — [33]) L. Rütimeyer, Über Tal- und Seebildung, 1869, 2. Ausg. 1874. — [34]) Hauptvertreter dieser Anschauung sind A. Heim (Die Entstehung der alpinen Randseen; Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, 1894, 66—84), und A. Aeppli, (Erosionsterrassen usw. in Bez. z. Entstehung des Züricher Sees, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XXXIV. Bern 1894. Vergl. Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 426). — [35]) Eingehend wurde die Anschauung, daß jene Schotterterrassen nicht binnenwärts einsinken, von A. Penck und E. Brückner in dem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter" (1901—1909) verfochten. Sie fassen die Randseen als übertiefte Talenden in Zungenbecken ehemaliger Gletscher auf. S. bes. Brückner, Das Zungenbecken des Linthgletschers und die Entstehung des Züricher Sees. (Ebenda, II, 515—527.) Mit triftigen Gründen sucht dagegen Alb. Heim die Beobachtungen Brückners als irrtümlich nachzuweisen, seinen früheren Standpunkt energisch verteidigend (Geol. d. Schweiz I, 1918, 404—11).

begleitet und unten durch Endmoränen abgedämmt (Würm-See, Ammer-See in Bayern)[36]).

§ 176. Die Seenregionen. Wahrhaft regionale Seengebiete sind einmal die Steppengebiete der Erde, sodann die ehemaligen Glazialgebiete.

1. In der Steppe herrschen die flachen Endseen durchaus vor. Dies rührt einerseits von der Flachheit der schon früher als abflußlos geschilderten niederschlagsarmen Landsenken her; anderseits ist die Verdunstung zu stark, als daß selbst größere, von den Randgebirgen aus feuchtem Einzugsgebiet herab gelangende Ströme mehr als die tiefsten Stellen der flachen Eintiefungen ausfüllen könnten. Der zusehends einschrumpfende Balkasch-See, der Aral-See (tiefste Stelle 66 m) und das Kaspische Meer sind solche Endseen der Steppe. Was freilich das letztere betrifft, so gilt dies nur von seiner flachen Nordhälfte. Im Süden greift es in den Bereich der Faltungszonen ein, und hier sind ihm zwei (durch die Halbinsel Apscheron getrennte) Senkungsbecken von etwa 1000 m Tiefe einverleibt. In der Gobi, der Persischen Wüste (Hamum), in den Steppen Sudans (Tschad-See), in der Kalahari Südafrikas (Ngami), in den Steppen Westargentiniens, vor allem im Innern Australiens wiederholt sich die Erscheinung, daß die tieferen Senken von Seeflächen eingenommen werden. Dazu treten die zahlreichen kleineren Becken und Mulden, die der Wind von lockerem Material befreit hat (Seebecken äolischer Ausräumung), um es unfern als leichten Wall wieder aufzuhäufen. Daher die Veränderlichkeit selbst des Standorts der Seen (Lop-nor)[37]), daher das flachwellige Gelände, dessen Vertiefungen eine Unzahl von Seen bergen wie in Tibet, in der Kirgisensteppe. In trockenen Perioden lösen sie sich oft unter unseren Augen in kleine Lachen auf oder verschwinden ganz, um sich in nasseren wieder zu füllen. Der Neusiedler-See in Ungarn, durch die Donauanschwemmungen abgedämmt, ist das Vorbild eines solchen flachen (4 m tief), von den Klimaschwankungen abhängigen Steppensees. Er war 1860—1868 gänzlich eingetrocknet und hat sich seitdem wieder gefüllt[38]).

Im Großen Becken Nordamerikas zeugen große Seen diluvialer Zeit, die wohl an 300 m Tiefe besaßen, von Zeiten reicherer Niederschläge. Man hat den westlichen Lahontan-[39]), den östlichen Bonneville-See[40]) getauft. Heute, wo auch diese Gegenden unter Trocknis schmachten, finden sich von jenen nur noch kleine Reste, unter denen der (nur 16 m tiefe) Große Salzsee noch hervorragt. Die bedeutende Tiefe einiger der westlichen Seen jener Gegenden (Tahoe, 500 m) spricht wohl dafür, daß sie durch die in diesem Schollenland nicht seltenen Verwerfungen eingetieft sind.

Die Salzseen. Weitaus die meisten Endseen der Steppen enthalten salziges Wasser, weil die in verschwindender Menge ihnen von den Zuflüssen zugeführten Salze sich anhäufen müssen, während nur das Wasser auf dem Wege der Verdunstung verschwindet. Der mit Ausfluß versehene Titicaca-See auf der Hochfläche von Bolivia hat süßes Wasser, sein Nachbar, der Aullagas-Sumpf, dem er sein Wasser zusendet (Taf. 44), ist salzig. Wenn sich im Einzelfall von dieser Regel eine Ausnahme findet, so werden perio-

[36]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen, mit Atlas, Leipzig 1885; s. auch Berghaus, Phys. Atl., Taf. 17; Penck, Die Alpen im Eiszeitalter. — [37]) Sven Hedin in Pet. Mitt., 1896, Taf. 16, 1 : 5000000 und Erg.-H. Nr. 131, 1900, 163—67. — [38]) Swarowsky, XII. Jahresber. Ver. d. Geogr., Wien 1886. — [39]) Vergl. oben Anm. 18. S. die Karten in Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 18, 1 : 5000000. — [40]) S. o. S. 444, Anm. 14.

dische oder unterirdische Ausflüsse zugrunde liegen. Das erstere scheint z. B. bei dem Tschad-See, der Süßwasser führt, der Fall zu sein, da er zeitweilig durch den Bahr-el-Ghasal (Taf. 41) nach tieferen nordöstlichen Einsenkungen hin entleert wird [41]). Ungewöhnlich geringer Salzgehalt kann für die Jugend eines Salzsees sprechen.

Auch solche Endseen, die mächtige Ströme aufnehmen, wie der Aral-See (1,01% Salzgehalt) und das nördliche und westliche Ufer des Kaspischen Meeres (an der Wolgamündung 0,15, Kurmündung 1,3%) enthalten wenig Salz, wogegen sie, rings umschlossen, zu wahren Salzpfannen werden. Die östliche Bucht des Kaspischen Meeres Kara Bugas, besser Adschi Darja, ist eine solche; die starke Verdunstung zieht ständig einen Wasserstrom aus dem größeren Becken einwärts und läßt das Wasser eindampfen, so daß man in ihm nicht weniger als 16% Salzgehalt fand [42]). Ähnliche Vorgänge der allmählichen Bildung von Salzlagern vollziehen sich im Toten Meer (24%), in dem bereits alles tierische Leben erstorben ist, oder im Großen Salzsee (Nordamerika 21,4%) und im Urmia-See in Armenien (21%). Der nahe benachbarte, allerdings auch in niederschlagsreicherem Gebiet gelegene Wan-See weist nur 2% an Salzgehalt auf.

2. Noch seenreicher als die Trockengebiete der Erde sind die Regionen ehemaliger Vergletscherungen. In Europa entfallen] etwa 160000, in Amerika 430000 ^{qkm} der gesamten Seenfläche auf diese. Die Vorbedingung ist hier durch das unruhige Terrainbild gegeben, welches die Eiszeit sowohl in der Rundhöcker- als der Moränenlandschaft hinterlassen hat (S. 369). In der ersteren hat man es zumeist mit Felsbecken zu tun, aus denen das Eis die Verwitterungsprodukte ausgeräumt hat. Finnland mit seinen zahlreichen, höchst unregelmäßig gestalteten und durch ein vielverzweigtes Flußnetz zusammenhängenden Systemen von Seen bietet dafür den besten Typus (Taf. 31). In Finland, das man als eine Fels- und Seenplatte bezeichnet, nehmen die Seeflächen mit 48000 ^{qkm} nicht weniger als 13% des Gebietes ein. Ähnliches wiederholt sich in den Felsplatten rings um die Hudson-Bai. — Daneben wird in Europa ein Kranz von großen Seen beobachtet, der sich vom Weißen Meer am Südrand Finlands zu den großen schwedischen hinüberzieht. Ihr Spiegel liegt niedrig (Taf. 31), und ihre Sohle reicht bei ziemlicher Tiefe beträchtlich unter den Meeresspiegel; sie sind ungleich tiefer (Ládoga bis 223 ^{m}, Onéga 124 ^{m}, Wetter 119 ^{m}, Weener 88 ^{m}) als die vorgenannten. Das gleiche ist mit den Kanadischen Seen der Fall, deren größte, rund 180 ^{m} überm Meer gelegen, mit ihrer Sohle aber 50—100 ^{m} unter den Meeresspiegel greifen. Die Reihe großer Seen zieht sich von dort über den Winnipeg-See nordwestwärts bis zum Gr. Bären-See hin. Ein Blick auf eine geologische Karte zeigt uns, daß diese Seen am Rand einer archäischen Platte, die oft stufenförmig abbricht [43]), aufgereiht sind und somit vielleicht auch ihre größere Austiefung einer Senkung längs dieser Zone verdanken [44]) (s. u.). - - In der Region glazialer Aufschüttung (S. 369), welche jene Felsplatten im Süden der großen Seen umgibt, wird die Zahl der kleinen Seen Legion, die meisten scheinen durch lockere Massen abgedämmt zu sein und dem Typus der Moränenseen anzugehören. Auf dem baltischen Höhenzug

[41]) G. Nachtigal, Sahara und Sudan, II, 1881, 358. — [42]) v. Baer, Kasp. Studien (Bull. phys.-math. Acad. de St. Petersb. XIV, 1856, 14; XV, 75); die weit verbreitete Angabe v. 28,5% Salzgehalt (vergl. auch Schotts Karte des Salzgehalts der Ozeane, Pet. Mitt. 1902, Taf. 19) wird von Andrussow u. a. als irrig bezeichtet (Pet. Mitt. 1897, 26). — [43]) Sueß, Antlitz d. Erde, I, 81. — [44]) Hinsichtlich der Kanadischen Seen s. J. W. Spencer, Geogr. Jahrb. XV, 1891, 103.

mögen, soweit er Deutschland durchzieht, wenig unter 10000 Seen gefunden werden[45]). Neben breiteren und vielfach zerlappten (Mauersee in Ostpreußen, Taf. 20) finden sich schmale Talseen und rundliche Kolke, die man auf Strudellöcher der ehemaligen Vergletscherung (Evorsionsseen) zurückführt, oft hart nebeneinander.

Reliktenseen. Seit man in manchen weit im Binnenland befindlichen Landseen einzelne Tiere oder eine ganze Fauna gefunden, die man bisher nur als marine kannte, hat man solche Seen unter dem Namen Reliktenseen als Reste ehemaliger Meeresräume nachzuweisen gesucht[46]). Eine nähere Prüfung hat indessen erwiesen, daß solche der Biologie entnommenen Kennzeichen vielfach trügerisch sind, indem zahlreiche Lebewesen sich im Laufe der Jahrtausende neuen Lebensbedingungen wie z. B. dem allmählichen Übergang salzigen Wassers in brackisches und endlich süßes anzupassen vermögen. Man hat daher später dem Begriff der Reliktenseen eine andere Bedeutung gegeben, darunter solche verstehend, die einst bei tieferer Lage des Landstrichs, in dem sie gelegen sind, vom Meere bedeckt waren. Das scheint z. B. von der Seensenke zu gelten, die sich vom Weißen Meer am Südrand Finlands und durch Südschweden zieht. Indessen kann weder die Ausgestaltung der dortigen Seebecken noch die heutige Wasserführung mit jenem Begriff in einen unmittelbaren Zusammenhang gebracht werden, so daß zurzeit ein Bedürfnis, besondere Reliktenseen zu unterscheiden, nicht besteht[47]).

Temperatur- und Bewegungserscheinungen innerhalb der stehenden Gewässer können erst später im Zusammenhang mit denen des Meeres zur Sprache kommen (§ 214 und § 218).

§ 177. Die Flüsse[48]). Nachdem im Früheren Ausgangspunkte, Wege und Kanäle, sowie Endpunkte der strömenden Gewässer, nämlich Wasserscheiden und Quellen, Täler und Mündungen nach ihren wichtigsten Eigentümlichkeiten erörtert sind, gilt es jetzt den Flußlauf in seinem Zusammenhang zu betrachten. Dabei müssen wir zunächst von seiner bloß linearen Erstreckung absehen und uns vergegenwärtigen, daß jeder Fluß das Erzeugnis aller seitlich ihm zufließenden Gewässer ist. Jeder Bach oder Fluß, er mag noch so klein sein, bildet an sich ein Stromsystem, und das einzelne mit Namen belegte Rinnsal, wie es uns die Karte darstellt, ist für ein bestimmtes Flächengebiet nur der Hauptstrom oder Vertreter aller dem gleichen Gebiet entströmenden Gewässer. Wir sehen ihre Zahl stetig wachsen, wenn

[45]) E. Geinitz (Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs, Güstrow 1886) gibt allein für Mecklenburg 650 Seen an, abgesehen von den Tausenden kleiner wasserführenden Löcher (Sölle); A. Bludau nimmt auf der Pommerschen Seenplatte ca. 4500, auf der Preußischen 2500 an, von denen er 750 (von zusammen nur 1774 qkm) planimetrisch gemessen hat (Oro- und Hydrogr. der preuß. u. pommersch. Seenplatten, Erg.-Heft Nr. 110 zu Peterm. Mitt. 1894). — [46]) Vergl. G. R. Credners eingehende Untersuchung über Reliktenseen (S. 442, Anm. 4). — [47]) S. die Gegengründe gegen die Credner'schen Reliktenseen bei Penck, Morph. II, 1894, 230. — [48]) Die Betrachtungen über die Flüsse als einheitliche geographische Gebilde gipfeln in unseren Handbüchern in einfacher Zusammenstellung einiger Größenwerte; die neueren Morphologien gehen gleichfalls flüchtig über sie hinweg. C. Ritters Gedanken über Stufenländer und Ströme der Erde (s. Vorlesungen über Allg. Erdk. 1862, 159—191) sind wenig weitergeführt. Einiges bietet v. Sonklar, Orographie, 1873. Wichtige Grundfragen erörtert E. Wisotzkis lehrreiche, mit großer Literaturkenntnis verfaßte Schrift: Hauptfluß und Nebenfluß, Stettin 1889. Neuere Spezialschriften wie G. v. Zahn, die Flüsse (Handwörterb. d. Naturwiss. IV, Jena, 1913, 43—73), oder H. Gravelius, Flußkunde (Berlin 1914), u. a. beschäftigen sich ausschließlich mit der Talgeschichte und Wasserführung.

wir von dem Studium der Übersichtskarte zur Spezialkarte fortschreiten. Gegenüber dem Hauptstrom des Systems sind alle übrigen Wasseradern Nebenflüsse (vergl. § 179), jeder Nebenfluß ist aber selbstverständlich wieder Hauptfluß für die von ihm aufgenommenen Nebenflüsse zweiter Ordnung usf.[49]). — Selbständig nennen wir jedes Flußsystem, welches seine Gewässer unmittelbar dem Meere oder im Binnenlande einem Endsee zusendet; unselbständig, wenn es dieselben wiederum in ein fließendes Gewässer ergießt. Hiernach gibt es auf der Erdoberfläche zwar viele Tausend selbständige Flußsysteme, aber weitaus die größte Zahl scheidet wegen des verschwindend kurzen Flußverlaufs und der Kleinheit des Entwässerungsgebietes für unsere jetzige Betrachtung aus. Wir fassen diese letzteren gewöhnlich unter dem Namen der Küstenflüsse zusammen, wiewohl viele darunter sind, deren Wurzeln auch rückwärts über die unmittelbare Küstenabdachung hinübergreifen. Zur gleichen Kategorie gehören die kleinen Beckenrandflüsse der Endseen.

Es läßt sich nun theoretisch ein normales Flußsystem denken, welches von einer unzweideutig zu verfolgenden Gesamtwasserscheide (§ 167) umkränzt, zugleich von einer ausgeprägten, aus einer Hauptquelle hervorgehenden Hauptrinne durchzogen wird, die sämtliche übrigen Gewässer unmittelbar oder mittelbar aufnimmt.

Scheinbar sind, nach unseren Karten zu urteilen, die meisten Flußsysteme der Erde in dieser normalen Weise ausgebildet. Aber gerade in diesem Punkte täuschen uns die Bilder oft. Denn der Kartograph hat teils der Namengebung folgend, wie sie sich im Laufe der Zeit ausbildete, teils in dem Bestreben, jedem System zu einer Hauptquelle und einem Hauptfluß zu verhelfen, bereits durch Markierung einer einzelnen Flußlinie und Fortlassung mancher Einzelheiten der Nebenlinien über gewisse zweifelhafte Fragen eine Entscheidung getroffen, die unser Urteil befangen hält. Wir stehen daher wieder vor einem für das Kartenstudium wichtigen Punkt, dessen eigentümliche Schwierigkeiten jedoch selten in der geographischen Literatur einer gründlichen Erörterung unterzogen werden. Innerhalb der Kartometrie jedoch, die uns mit Flußlängen und Flußgebietsgrößen bekannt machen will und unser Auge daher scharf an die Karte heftet, begegnen uns diese potamographischen Unsicherheiten alsbald. Denn manche Flußsysteme entbehren in ihrem oberen Teil eines Hauptflusses und daher auch einer Hauptquelle ganz oder lassen sich infolge von Strecken unbestimmter Wasserscheide (S. 417 nicht scharf voneinander abgrenzen.

§ 178. Das Stromgebiet. In den Stromgebieten tritt uns eine neue Gattung natürlicher Regionen entgegen, welche die großen Abdachungen der Landoberfläche (§ 127) gliedern. Nur selten fallen sie mit den durch die Einheitlichkeit der Bodengestaltung bedingten „Landschaften“ (§ 151) zusammen. Meist greifen sie über dieselben hinaus und setzen oft weit voneinander liegende Gebiete in Verbindung. Hierbei werden die unteren Tallandschaften in größere Abhängigkeit von den oberen gebracht als umgekehrt. Ziehen sich die festen Bahnen eines Stromsystems über alle Teile eines Stromgebietes hin, so wirkt das von oben herabgleitende feuchte Element in Verbindung mit den schwebend herabgetragenen Sedimenten in segenspendender wie gefahrdrohender Weise bestimmend nur nach unten. Die ganze Bodenkultur des von Wüsten umgebenen unteren Niltales ist bedingt durch das

[49]) Über die neueren Bezeichnungen, welche die Flüsse zu den Verhältnissen des Bodens, über welchen sie hinfließen, in Beziehung setzen, vergl. oben S. 389.

Eingreifen eines Flußsystemes, welches seine Wasser in tropischen Regenlandschaften sammelt.

Wir verfolgen zuerst die Umrandung der Stromgebiete[50]).

1. Im Quellgebiet der Flüsse tritt die Unbestimmtheit der Wasserscheide öfters dann hervor, wenn sie auf ebenem Boden über Seen und Sumpfflächen hinwegzieht. Es gibt Seen, welche dauernd oder periodisch in Zeiten reicherer Niederschläge sich nach entgegengesetzten Seiten entwässern. Dieser Zustand der sog. Wasserteilung pflegt sich lange zu erhalten, weil die Erosion die Seeausflüsse nur langsam tiefer legen kann. Sie ist zuweilen auf künstlichem Wege hergestellt an Stellen, wo sich zwei schiffbare Wasseradern so nahe kommen, daß sie in sog. Tragplätzen (franz. Portages) durch ein Hinübertragen der Kähne überschritten werden können.

Die Erscheinung natürlicher wie künstlicher Wasserteilung tritt nicht selten in den glazialen Seenregionen, z. B. bei manchen der ostpreußischen Seen auf[51]) — Ein deutlicheres Beispiel bildet die Verbindung des Winnipeg-See mit dem nordöstlich davon gelegenen Severn-See durch den Sandigen See in Kanada[52]). — Auf dem Boden einer hohen Talwasserscheide im Gudbrandsdal Norwegens sendet ein See (635 m) seinen Wasserüberschuß sowohl dem Rauma-Elf als dem Lougen zu[53]) (Taf. 31). — Eine ähnliche Wasserteilung findet zwischen dem östlichen und westlichen Manytsch in der Senke nördlich vom Kaukasus (Atlas, Taf. 32) statt, sobald der Kala-us ihr genügend Wasser zuführt[54]).

2. Seltener tritt im Oberlauf von Flüssen, jedoch unterhalb des Quellgebietes, eine Bifurkation oder Flußgabelung ein, die verschiedene Stromgebiete miteinander verbindet. Sie kann ihre Entstehung zuweilen dadurch haben, daß der sich spaltende Fluß von einem Seitengewässer seines Nachbarn durch rückschreitende Erosion angezapft wird.

In Deutschland zeigt sich die Erscheinung im Obrabruch unweit Kosten (Taf. 20), sowie im Osten Osnabrücks in der (künstlich unterhaltenen) Wasserteilung zwischen dem Emszufluß Haase und der zur Weser eilenden Else[55]) (Taf. 19). — Weit bekannter ist aber der von Humboldt beschriebene Fall, in dem der Orinoko sich 500 km unterhalb seiner Quelle gabelt, um mittels des Cassiquiare einen Teil seines Wassers in der Stärke des Mittelrheins dem Amazonas zuzusenden[56]) (Taf. 44). — Unterirdisch treten Flußsysteme zuweilen in Verbindung, sobald sie über durchlässige Gesteinsarten hinziehen. So hat man als Grund dafür, daß die Donau unterhalb Tuttlingen (Taf. 24) in auffallendem Grade wasserarm wird, festgestellt, daß sie dort im zerklüfteten Kalkgestein Wasser in beträchtlichem Maße verliert. Wie Versuche mit Farbstoffen ergaben, tritt dieses 15 km südlich davon im Quelltopf der zum Bodensee fließenden Aach mit mächtigem Schwall wieder zutage[57]). — Die Grenzen eines Stromgebietes können für jetzt nur nach der oberirdischen Entwässerung bestimmt werden.

3. Weit häufiger, treten Flußteilungen aber im untersten Anschwemmungsgebiet der Flüsse auf und führen hier zu wahrer Flußvermischung[58]), die eine Zuteilung der Einzeladern an die sich berühren-

---

[50]) A. Haase, Über Bifurkationen (Pet. Mitt. 1889, 192). — [51]) A. Bludau, Hydr. der preuß. usw. Seenplatte, 1894 (oben Anm. 45), bes. S. 39. — [52]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 16, 1 : 5 Mill. — [53]) Berghaus, Taf. 16, 1 : 500000. — [54]) Daselbst 1 : 5 Mill. Vergl. Pet. Mitt. 1861, 378. — [55]) Berghaus, Taf. 16, 1 : 500000. Vergl. H. Guthe, Die Lande Braunschweig und Hannover, 1867, 486. — [56]) Berghaus, Taf. 16, 1 : 5000000. — [57]) Nach Knop, N. Jahrb. f. Min. 1878, 350 ff. — [58]) Supan, Phys. Erdk. 1885, 523; 1911, 735, dehnt den Namen

den Stromsysteme oft zur Unmöglichkeit macht. Dies zeigt sich besonders bei den großen Flußdeltas.

Einfach liegen die Verhältnisse noch beim Torneå in Lappland, der in $67\frac{1}{2}^0$ Br. seinem Nachbar Kalix einen Arm zusendet (Taf. 32)[59]). — Unentwirrbar sind Ganges und Brahmaputra in ihrem Delta verbunden, und ähnliches gilt von den Gewässern, die die chinesische Tiefebene durchziehen und letztere durch ihre Anschwemmungen erst erzeugt haben.

4. Schiebt sich ein Delta weiter und weiter vor, so sind auch selbständig ins Meer gelangende Flüsse der Gefahr ausgesetzt, jenem deltabauenden Strom tributär zu werden. Dies ist voraussichtlich das Schicksal einzelner Flüsse Venetiens wie der Brenta, des Piave usw. (Taf. 23). Andererseits kann die Gewalt der Anschwemmungen die Flußvermischung wieder in eine völlige Abdämmung verwandeln, wodurch selbst Nebenflüsse eines Stromsystems zeitweilig selbständig werden können. Die Etsch kann als ein solcher selbständig gewordener Nebenfluß[60]) des Po gelten. — Und dieselbe Bezeichnung muß für Zuflüsse angewandt werden, die durch Wasserentziehung den Hauptstrom nicht mehr erreichen, in den sie sich einst ergossen.

Eine solche Wasserentziehung ist in den Berieselungsoasen längs des Gebirgsfußes der Steppenlandschaften wie in Turan und Turkestan nichts Seltenes. Der Serafschan erreicht den Amu nicht mehr (Taf. 37), sondern versiegt im Anblick seines Hauptstromes.

5. Die letzten Betrachtungen führen zur Erkenntnis[61]), daß das natürliche Strombecken eines Flusses zuweilen größer ist, als der von ihm unmittelbar entwässerte Teil desselben, als sein Einzugs- oder Entwässerungsgebiet, das man kurzweg als Stromgebiet zu bezeichnen pflegt. Es erfordert also bereits die scheinbar so leichte Aufgabe, die Grenzen eines Strombeckens festzustellen, vielfache Überlegung. Das gilt ganz besonders von Wüstengebieten mit trockenen Flußbetten (Nil, Niger). Letztere gehören dem Strombecken an, sobald die Neigung der Betten dem Flusse zugekehrt ist.

Das Stromgebiet des Po, ohne das der Etsch, beträgt 75000 qkm, dagegen das Strombecken, zu dem auch letzteres gehört — zurzeit sind Brenta, Piave usw. noch keine selbständigen Nebenflüsse des Po und daher auszuschließen —, 89000 qkm)[62]). Je nachdem man den Tocantins mit zum Stromsystem des Amazonas rechnet oder nicht, wird das Stromgebiet des letzteren um 1000000 qkm größer oder kleiner anzunehmen sein.

Die größten Strombecken der Erde[63]) sind in annähernden Angaben, wie sie allein der Unsicherheit der Abgrenzung entsprechen:

auch auf Bifurkationen im Oberlauf aus. Beispiele von Flußvermischungen bei Credner, Die Deltas (Erg.-Heft 56 zu Pet. Mitt. 1878); Unterlauf des Hoangho in Berghaus, Phys. Atl., Taf. 17, 1 : 10000000. — [59]) Berghaus, Taf. 16, 1 : 5000000. — [60]) Wisotzki (s. Anm. 48) S. 116 ff. — [61]) Wisotzki, S. 130 ff. — [62]) Strelbitzky, La superficie de l'Europe 1882, 116. — [63]) Den ersten umfangreicheren Berechnungen von Heinr. Berghaus (Elemente der Erdbeschreibung 1830, 236, und verbessert Phys. Atlas, 2. Aufl., 1852; Hydrographie, Taf. 7—8) sind diejenigen v. Klödens gefolgt; die letzten (Zeitschr. f. Erdk., Berlin 1885, 397 ff.), allerdings von anderer Hand aus dem Nachlaß herausgegeben, entsprechen jahrelangen Sammlungen, wobei, wie besonders ausgesprochen wird, „größtenteils keine Kritik anzuwenden war." Das Resultat ist eine Mischung von brauchbaren neben gänzlich sinnlosen Angaben. Was die Stromgebiete betrifft,

	qkm		qkm
Amazonas (m. Tocantins) .	7000000[64])	Amur	2050000[65])
Kongo	3700000[64])	Jang-tse-kiang	1780000[64])
Mississippi	3250000[64])	Ganges-Brahmaputra . .	1730000[64])
Laplata (mit Uruguay) . .	3100000[64])	Mackenzie	1660000[64])
Ob	2950000[65])	Wolga	1460000[67])
Nil	2870000[66])	Sambesi	1330000[64])
Jenissei	2550000[65])	St. Lorenz	1250000[64])
Lena	2380000[65])	Saskatschewan-Nelson . .	1080000[64])
Niger	2100000[64])		

Hiernach überragt das Strombecken des Amazonas weit die aller anderen großen Flüsse, er ist der größte Strom der Erde. Von weiteren fünf Strömen, nämlich dem Hoangho, Indus, Orinoko, Oranjefluß und Murray (Australien) bleibt das Stromgebiet wenig hinter 1000000 qkm an Größe zurück. Zum Vergleich für kleinere Strombecken mag folgende Angabe dienen:

	qkm	genauer		qkm	genauer
Donau	800000	(817000)	Rhone	100000	(99000)
Rhein mit Maas .	200000	(193000)	Guadalquivir	50000	(56000)

§ 179. Bau der Stromsysteme. In jedem Strombecken läßt sich unschwer ein längerer oder kürzerer Hauptstrang unterscheiden, der schließlich die Gewässer des gesamten Gebietes in sich vereinigt und daher durch Breite, Tiefe und Wassermasse sich deutlich als der Hauptfluß kennzeichnet. Er gibt dem System den Namen. Diesem gegenüber erscheinen alle anderen Adern entweder als Seitenflüsse (Nebenflüsse) oder als Quellflüsse. Die Seitenflüsse werden vom Hauptfluß aufgenommen, die Quellflüsse vereinigen sich zu einem erst an ihrem Vereinigungspunkt beginnenden Hauptfluß. Indem man jedoch in jedem Flußsystem nach einem einzigen das ganze Gebiet von einem Punkte der äußeren Hauptwasserscheide bis zur letzten Mündung durchziehenden Hauptfluß suchte und an jedem Zusammenfluß zweier Gewässer nur das eine als Oberlauf des vereinigten Stromes nachweisen zu müssen glaubte, bis man schließlich nach einer sog. Hauptquelle als Ursprungsstätte des Systems gelangte, hat man sich die Frage nach Haupt- und Nebenfluß noch schwieriger gemacht, als sie im Einzelfall an sich schon ist. Scheinbar freilich löst man die Sache auf einfachstem Wege, indem man die längste zusammenhängende Flußlinie des Systems als Hauptfluß oder gar die am weitesten von der Mündung abliegende Quelle als Hauptquelle des

---

so hätte ein Blick auf eine mit Gradnetz versehene Karte vor solchen Irrtümern, wie 4562500 qkm für das Nilgebiet, 2477835 qkm für das Kongogebiet (nämlich 45000 g. Q.-M.; warum in Q.-M. abrunden und bei so unsicheren Werten die Q.-K. bis auf Einer präzisieren?), 321127 qkm für das Sambesigebiet (!) bewahren müssen. Es fehlen alle Erläuterungen, Quellen- und Kartenbeilagen. Unverbürgte Zahlen gibt auch Murray für 33 Flüsse in Scott. Geogr. Mag. 1887, 76. Sorgfältiger gehen Marinelli (La Terra, I, 1883—87, 398) und Heiderich (Balbi, Erdbeschreibung, 8. Aufl., I, 1893, 136) zu Werke. Die obigen Angaben beruhen teils auf erneuter Durchprüfung früher (1881) mitgeteilter Zahlen, teils auf neuen Berechnungen A. Bludaus (Pet. Geogr. Mitt. 1897, 1898, 1900 u. a.). — [64]) Nach Bludau. — [65]) Abgerundet nach v. Tillo u. v. Schokalsky, Neue Bestimmung d. Oberfläche des asiat. Rußlands 1905, in russ. Sprache, 2—18: Ob 2947870 (Irtischgebiet für sich 1591680), Jenissei 2551710, Lena 2383730, Amur 2054510 qkm. — [66]) Nach Lyons, Physiography of the River Nile and its Basin, Cairo 1906, 6. — [67]) Nach Strelbitzky, Superficie de l'Europe 1882.

Flusses erklärt [68]). Ein so mechanisches Verfahren steht jedoch mit dem Bestreben, alle Erscheinungen auf natürliche, entwicklungsgeschichtliche Vorgänge zurückzuführen, im Widerspruch.

In einem System mit deutlichem Ursprung des Hauptflusses kann nur diejenige Ader als solcher gelten, welche sich nach der gesamten Bodengestalt des Strombeckens als tief gelegene Sammelrinne erweist [69]). Die Entscheidung hat also auch hier wieder von der orographischen Karte auszugehen und darf, das ganze Strombecken überschauend, sich den Blick nicht durch die lokalen Verhältnisse am Zusammenfluß zweier Adern trüben lassen. Sie besitzt in manchen Fällen insofern nur theoretischen Wert, als sie ohne größte Verwirrung anzurichten an der historischen Entwicklung der Namengebung der Flüsse selten etwas ändern kann, aber sie vermag zum Bewußtsein zu bringen, in welchen Fällen die Namengebung das Richtige getroffen hat oder nicht.

2. Es gibt eine Reihe einfach gebauter oder gleichartiger Stromsysteme, in welchen die fragliche Entscheidung leichter wird. Sie durchströmen wesentlich nur eine Talform, so daß die Klassifikation sich unmittelbar an die fraglichen Täler (S. 419) anschließen kann.

Die Abdachungsflüsse entströmen der geneigten Ebene in der Richtung des Gefälles, daher, wie bei den Abdachungstälern geschildert ist (S. 422), entweder in paralleler oder strahlenförmiger Anordnung. Ihre Zuflüsse nehmen sie im Flachland unter spitzem Winkel auf, denn auch diese sind in ihrem Laufe wesentlich durch die Gesamtneigung der Abdachung bedingt. Als Nebenflüsse umkreisen sie zuweilen ein größeres Flachlandbecken bogenförmig, ehe sie sich am Rande in einer Rinne sammeln. Unregelmäßiger ist die Anordnung der Zuflüsse bei den Gehängeflüssen im Gebirge; sie erfolgt im allgemeinen mehr in senkrechter Richtung zum Haupttal. Immer aber handelt es sich bei den selbständigen Abdachungsflüssen nur um kleine und schmale Flußgebiete, da eine größere Stromentwicklung des Hauptflusses wie der Seitenflüßchen im allgemeinen durch die einseitige Abdachung ausgeschlossen ist.

Von den mehrfach erwähnten Küstenflüssen abgesehen, sei an die parallelen Flußadern Bessarabiens: Bug, Dniestr, Pruth, Sereth erinnert (Taf. 32). Abdachungsflüsse sind im wesentlichen Amu und Syr (Taf. 37). Seine- und Kongobecken zeigen die bogenförmigen Flußläufe auf der Hauptabdachung.

Der einfach flankierte Saumfluß, am unteren Saum einer Abdachung entlang ziehend und hier alle Abdachungsflüsse aufnehmend, läßt am ehesten die Bedeutung der Tiefenlage für die Bestimmung des Hauptflusses in einem System erkennen. Im übrigen ist sein Stromgebiet einseitig oder stark unsymmetrisch gebaut, weil der Hauptfluß die überwiegende Zahl von Zuflüssen nur von der einen Seite empfängt.

Der Inn darf hiernach trotz größeren Wasserreichtums und größerer Länge nicht als Oberlauf der Donau gelten, da er gleich den andern Alpenzuflüssen auf der Oberdeutschen Hochfläche den Charakter der Abdachungsflüsse besitzt, die sämtlich der Tiefenlinie an ihrem Nordrande zustreben. Die Donau führt also ihren Ur-

[68]) Nach diesem Grundsatz würde der San zur oberen Weichsel, die Selenga zum oberen Jenissei, die Dschamna zum oberen Ganges usw. werden. — [69]) E. Wisotzki, Haupt- u. Nebenfluß, Stettin, 1889, 84.

sprung mit Recht auf den Schwarzwald zurück. Und der Charakter als dominierender Saum- oder Vorlandsfluß würde noch mehr hervortreten, wenn sie nicht durch den Rheindurchbruch ein langes oberes Stück ihres ehemaligen Oberlaufes (Aar) verloren hätte. — Der Jenissei hat seinen Ursprung im Ulu-khem (Taf. 38) und die Tungusken sind sämtlich seine gleichgebauten rechten Nebenflüsse. Die in den Baikal-See von S. fließende Selenga ist nur ein zufälliges Anhängsel seines Stromsystems. Die Lena ist bis zu ihrem großen Knie unweit Jakutsk ein einseitig gebauter Saumfluß. — Umgekehrt entspricht der Sprachgebrauch nicht dem richtigen Verhältnis, wenn der Saumfluß Saône nach Aufnahme der Rhone den Namen wechselt. Denn die Rhone ist ihrem gesamten Bau nach mit Doubs, Isère und Durance auf eine Linie zu stellen, sie entströmen der gemeinsamen Westabdachung zum Talweg der meridionalen Senke zwischen Alpen und französischem Mittelgebirge (Taf. 29). — Nicht mit gleichem Recht würde die Dschamna beanspruchen können, als Hauptfluß des Ganges zu gelten (Taf. 38). Denn wenn sie auch den äußeren Saum des hindostanischen Tieflandes markiert, sind Dschamna und Ganges bis zu ihrer Vereinigung ähnlich gebaute Parallelströme und leidlich ebenbürtige Quellflüsse des Ganges (s. u.).

Zu den einfach gebauten gehören auch die Stromsysteme der doppelt flankierten Flachmuldenflüsse, welche die Gewässer zweier gegeneinander geneigten Abdachungen aufnehmen. Meist haben sie symmetrischen Bau der Flanken.

Neben den großen amerikanischen Riesenströmen Amazonas, Mississipi, Laplata erinnern wir an den Lauf der Oder in Schlesien, sowie an den des Po. Jedoch auch die untere Donau gehört hierher. Denn wiewohl in einem Saumtale längs der bulgarischen Platte entlang ziehend (S. 423), ermöglicht die nach N. gerichtete Neigung der letzteren eine volle Entwässerung zur Donau hin. — Zugleich ist durch diese Auffassung die Entscheidung getroffen, daß nicht der Missouri, sondern der aus der Seenplatte Minnesotas südwärts ziehende Mississippi der Hauptfluß des Systems ist. Denn der Plateaustrom Missouri ist, obwohl auf längere Strecken Längsfluß, doch im Ober- und Unterlauf ausgesprochener Querstrom, der senkrecht auf die mittlere Abzugsrinne zueilt. — Mit Unrecht nimmt dagegen der Oberlauf des Tieflandstromes Laplata, der Paraguay, nach Aufnahme seines kataraktenreichen Seitenflusses den Namen desselben, Paraná, an. Der Uruguay ist durch seine Stellung zur Mittelsenke nur ein Nebenfluß des Systemes. — Die Linie des Marañon setzt die mittlere Normalrichtung des den Kontinent von Südamerika durchquerenden Amazonas fort und muß daher als sein Oberlauf gelten; dagegen ist der Ucayali ein rechter Nebenfluß wie der noch viel mächtigere Madeira. — Unsymmetrisch und an das Flußsystem des Saumflusses erinnernd ist das des Ob, indem der Tobol seiner Lage nach den in der Tieflandsmulde entlang ziehenden Hauptfluß darstellt. — Unsymmetrisch sind ebenso die Stromsysteme der Seine (Taf. 29) und des Kongo.

3. Quellflüsse. Treffen ebenbürtige Flüsse zusammen, ohne daß das Tal des einen sich unmittelbar in dem des vereinigten Stromes fortsetzt, so bezeichnen wir sie als seine Quellflüsse, und in Wahrheit beginnt der Hauptfluß erst an diesem Vereinigungspunkt. Nicht selten wechselt der Fluß daher auch an dieser Stelle den Namen. Über die Ebenbürtigkeit vermeintlicher Quellflüsse täuschen indessen die Übersichtskarten oft, während es bei näherer Untersuchung gelingt, für den einen das Vorrecht des Stammflusses nachzuweisen. Hierbei werfen lokale Momente ihr Gewicht mit in die Wagschale, in erster Linie die Natur des Tales, in welchem die Vereinigung vor sich geht, dann die Wassermasse in Verbindung mit größerem Stromgebiet.

Klar liegt die Entscheidung im Dwinasystem (Taf. 32). Die Längsfalte, in der sich zwei ganz unabhängige Flüsse, Wytschegda von O. und Suchona von W., geraden Wegs entgegen strömen, wird durch die rechtwinkelig abfließende Dwina entwässert. — Bei Werra und Fulda dagegen, durch deren Vereinigung die Weser entstehen soll, ist die Fulda ohne Zweifel echter Nebenfluß der ersteren, in deren Tal sie tritt, ein Verhältnis, das sich auch im Namen ausspricht, denn Werra und Weser sind nur ober- und niederdeutsche Formen desselben Stammes (Wisahara)[70]). — Die Oká, die sich bei Nischni Nowgorod mit der Wolga vereinigt, wird ebenso wie die Kama als Nebenfluß des großen sarmatischen Stromes angesehen werden müssen, da beide von der Seite in das ausgebildete Wolgatal treten. —Nur scheinbar entsteht der Dniepr aus dem Zusammenfluß dreier Quellflüsse[71]). Die Normalrichtung des von Mohilew südwärts ziehenden, tiefer eingeschnittenen Dniepr weist unzweideutig Pripet und Desna die Rolle von Nebenflüssen zu. — Die Seine führt mit Recht ihren Ursprung auf den bei Troyes vorbeifließenden Fluß, da sie als Saumfluß die Yonne aufnimmt, ehe sie in das Pariser Tertiärbecken tritt.

Schwierigkeiten bereiten besonders Zwillingsflüsse, welchen Namen man auf sich vereinigende gleichartige Parallelflüsse des nämlichen Quellgebietes beschränken und nicht auf alle Flußpaare[72]) ausdehnen sollte, die unfern voneinander entspringend, nach weiten Irrfahrten schließlich sich wieder im Mündungsgebiet nähern.

Dschamna und Ganges, Allier und Loire sind hiernach bis zur Vereinigung Zwillingsflüsse (weniger schon können Cáuca und Magdalenenstrom als solche gelten), wogegen Hoangho und Jang-tse-kiang, Brahmaputra und Ganges, Euphrat und Tigris, Syr und Amu die für Asien charakteristischen Flußpaare sind, deren Stromsysteme im einzelnen nicht durchweg Ähnlichkeit des Baues zeigen.

4. Ungleichartig ist das System der Sammelströme[73]), deren Gebiet sich aus einer kleineren oder größeren Zahl von Stromkammern verschiedenen Baues und verschiedener Anordnung zusammensetzt. Meist tritt der Hauptfluß selbst durch Durchbruchstäler in tiefere Stufen seines Reiches. Die seitlichen Stromprovinzen gliedern sich seltener als breite Abdachungen dem Haupttal an; auch sie sind öfter mittels Durchbruchstäler angefügt. Innerhalb dieser Stromsysteme herrscht eine große Mannigfaltigkeit der Gestaltung: die Zahl der Übergänge von der einen Grundform zur anderen ist schwer übersehbar.

Bald handelt es sich wie bei der Dwina und der Elbe um ein in sich abgeschlossenes oberes Strombecken und nachmaligen einfachen Abdachungsverlauf, bald um einen mehrmaligen Stufenlauf, in dem jede durchzogene Flußprovinz eine tiefere Stufe darstellt, wie beim Rhein, der zwei, und der Donau, die vier, ja eigentlich fünf Durchbruchstäler durchschneidet.

5. Die Seen im Stromsystem. Talseen (S. 447) sind Ruhepunkte in einem Stromsystem; es ist ein und derselbe Fluß, der in den See eintritt und ihn geläutert verläßt. Dagegen bezeichnen Quellseen die Geburtsstätte des Hauptstromes, der mit dem Austritt aus diesen erst seinen Anfang nimmt. Die Versuche, einen von der Randabdachung dem Quellsee zuströmen-

[70]) H. Guthe (s. Anm. 55), 1867, 406; 2. Abdruck, 1888, 424. — [71]) Supan, Phys. Erdk., 1896, 526; 1911, 738. In 6. Aufl., 1916, 750 spricht Supan nur von „mehreren Quellflüssen". — [72]) Brüder- oder Geschwisterströme, nach Ritter (s. Anm. 48), 187; Zwillingssysteme nannte Ritter sie früher (Asien, 1832, I, 60). — [73]) v. Richthofen, Führer, 1886, 190.

den Fluß als wahren Ursprung des den See verlassenden auszurufen, können vom wissenschaftlichen Standpunkt nur dann Erfolg haben, wenn die Wasserfüllung des fraglichen Sees als eine Schöpfung des betreffenden Beckenrandflusses nachgewiesen wird.

Von diesem Standpunkt ist die Quelle des Nil im Victoria Njansa und nicht dort zu suchen, wo der letzterem aus Südwesten zuströmende Kagera entspringt (Taf. 41a). — Ob der Saskatschewan als Oberlauf des Nelson angesehen werden darf, steht noch nicht fest; eher, daß Athabaska und Großer Sklavenfluß mit dem Mackenzie unter verschiedenen Namen einen Hauptfluß bilden. Denn von den großen zusammengesetzten Querseen, welche diese Wasserläufe verbinden, scheinen nur die westlichen Teilstücke als Flußseen seinem Laufe anzugehören. — Die Newa dagegen bildet zwar den Abflußstrom eines großen Seensystems, hat aber im Swir keinen Oberlauf, denn der Ládoga-See ist kein Flußsee. Weit eher kann der Göta Elf in Schweden als Fortsetzung des Klar Elf betrachtet werden, der den Wener See speist, allerdings ohne daß letzterer bei seiner Größe in der Abhängigkeit eines Flußsees vom Klar Elf steht (Taf. 31).

§ 180. Flußrichtung und Stromentwicklung. Weitaus die meisten Stromsysteme besitzen eine bestimmte Normalrichtung, die gewöhnlich durch den Hauptfluß, in Ermangelung eines solchen durch die Hauptachse des Strombeckens vergegenwärtigt ist. Im Verhältnis zu den Hauptabdachungen eines Kontinentes und der sie trennenden Wasserscheide unterscheidet man leicht die Querströme von den Längsströmen[74]).

In Nordamerika herrschen die Längsströme vor. Mackenzie, S. Lorenzstrom, Mississippi, Rio Grande laufen den Haupterhebungen des Kontinents parallel. — In Europa, wo die diagonale Hauptwasserscheide eine ozeanische von einer mediterranen Abdachung trennt, finden sich mit wenigen Ausnahmen Querflüsse. Nur die Donau hat wie der Po den Charakter des Längsstromes. — Auch in Afrika sind die meisten Flüsse Querströme. Den Nil fassen wir als Längsstrom auf, obwohl hier die Entscheidung nicht so einfach liegt wie bei den Längsflüssen in den asiatischen Randsenken, dem Euphrat und dem Ganges.

Die Flüsse mit mehrfach gebogenem Verlauf lassen sich leicht als aus Strecken je von Längs- und Querrichtung zusammengewachsen erkennen. Wir sehen ja in heutigen Flußlinien nur das Ergebnis ihrer wechselvollen Geschichte. Es treten dabei alle möglichen Verbindungen auf.

Eine einfache Umbiegung aus einem Längsfluß in einen Querfluß zeigen der Indus und die Wolga. Der Lauf des Brahmaputra ist aus einem Wechsel zweier Längs- und zweier Querstücke zusammengesetzt. Im Donaulauf werden zwei parallele Längsstrecken — die obere bis zum Knie oberhalb Pest, die untere etwa drei Grad südlicher (Save-Donau) —, durch den Querlauf inmitten der nach Süden geneigten ungarischen Ebene verbunden.

2. Unter Stromentwickelung[75]) eines Stromlaufes versteht man heute das Verhältnis der Lauflänge des Flusses zum Abstande zwischen Quelle und Mündung in der Luftlinie (Quellabstand). Der letztere ist leicht auf

[74]) O. Peschel, Neue Probleme, 1876, Über den Bau der Ströme im mittleren Lauf, 146. — [75]) Heinrich Berghaus, Elemente der Erdbeschreibung 1830, 234, welche Schrift bekanntlich wesentlich Rittersche Ideen veröffentlichte. Vergl. auch Ritter, Allg. Erdk., 1862, 182. Übrigens gebrauchte Ritter und nach ihm Berghaus den Ausdruck Stromentwickelung im absoluten Sinne für die Lauflänge des Flusses.

Karten zu messen (S. 248), sobald man sich über die Ursprungsstelle des fraglichen Flusses verständigt hat. Bei der Lauflänge ist man sich aber bisher nicht bewußt geworden, daß diese nach zwei ganz verschiedenen Gesichtspunkten bestimmt werden kann. Vielleicht ist die Vermengung des Begriffes der rohen Flußlänge mit der wahren, die zu großen Widersprüchen geführt hat, Ursache, daß man in der Neuzeit die Maßbestimmung der Stromentwickelung fast ganz verlassen hat. Ursprünglich hatte man behufs geographischer Vergleichung verschiedener Ströme untereinander nur die Biegungen und Knickungen der vom Fluß durchzogenen Täler im Auge, um einen ziffernmäßigen Ausdruck für die mehr oder minder gebrochene Linie eines Flußlaufes zu gewinnen. Diese rohe Flußlänge, die sich auch als orographische bezeichnen läßt, kann also in genügender Annäherung aus Übersichtskarten nicht zu kleinen Maßstabes entnommen werden. Die wahre Länge des Talweges dagegen, welche allen Biegungen und Krümmungen des Stromstrichs folgt und daher nur auf Karten größten Maßstabes mit einiger Sicherheit festgestellt werden kann, kommt allein für den Begriff der hydrographischen Stromentwickelung in Betracht, welche sich zu Streckenvergleichen eines einzelnen Flusses oder gleichartig gebildeter Flußstrecken verschiedener Ströme eignet. Sie ist im Gehängetal oft gleich Eins, wenn das Gebirgswasser gradlinig zum Talpunkt jagt, überschreitet dagegen im Schwemmland, wo der Fluß zu Serpentinen neigt, wohl die Ziffer 2, ja 3. d. h. der Talweg übertrifft die Streckenlänge um das zwei- und dreifache.

Vom erstgenannten Standpunkte aus konnte Ritter[76]) der Wolga ein Maximum (orographischer) Stromentwickelung zuschreiben, dem Dniestr, der kaum aus seiner Normalrichtung ausweicht, ein Minimum; denn bei jener übertrifft die rohe Lauflänge den Quellabstand um das Doppelte (430 : 210 g. Meil. nach Ritter, 458 : 218 g. Meil. nach v. Klöden), beim Dniestr nur um $^1/_6$ (96 : 87 g. Meil. nach Ritter). Indem man später beim Dniestr statt der rohen Länge der Flußlinie die Länge des Talweges einsetzte, die 181 g. Meil. betragen sollte, schrieb man nunmehr gerade entgegengesetzt dem Dniestr die größere Stromentwickelung zu, ohne gewahr zu werden, daß Ritter diese hydrographische Stromentwickelung gar nicht im Auge hatte.

Ein anderes Mißverständnis, häufig entspringend aus der einseitigen Benutzung von tabellarischen Zusammenstellungen ohne gleichzeitige Betrachtung der Karte, betrifft die Gegenüberstellung von Flüssen mit Quellflüssen und solcher ohne diese. Setzen zwei oder — was kaum vorkommen wird — mehrere Quellflüsse einen Hauptfluß zusammen, so muß seiner Länge das Mittel aus der Länge seiner Quellflüsse zugesetzt werden, um vergleichbare Zahlen zu gewinnen.

Ein Blick auf die Karte überzeugt (Taf. 11), daß man nicht Guadalquivir (602 km) und Dwina (755 km) als annähernd gleichlange Flüsse bezeichnen darf[77]). Wenn hier keiner der beiden Quellströme unmittelbar als Oberlauf der Dwina angesehen werden kann, so bleibt nur übrig, das Mittel aus der Länge der Wytschegda (1027 km) und Suchona (573 km) mit rund 800 km der Dwina hinzuzufügen. Die Dwina ist also mindestens 2½mal so lang als der Guadalquivir.

Abgesehen von diesen grundsätzlichen Mißverständnissen liegt die Kenntnis der Flußlinie im Argen, so lange nicht Ausmessungen auf Karten

[76]) Ritter a. a. O., 183. — [77]) Supan, Phys. Erdkunde, 1896, 527; 1911, 739. Die eingesetzten Flußlängen nach Strelbitzky.

gleichen Maßstabes vorliegen. Der Einfluß des letzteren ist ein gewaltiger (S. 249).

Die Ausmessung des Severn von der Quelle bis Shrewsbury[78]) ergab

	Länge	Differenz
auf Karten im Maßstab von 1: 63360	$131,_6$ km	
„ „ „ „ „ 1: 633600	$110,_2$ km	$21,_4$ km = $16,_3$%
„ „ „ „ „ 1:1584000	$100,_8$ km	$31,_0$ km = $23,_6$%
„ „ „ „ „ 1:2660000	$93,_3$ km	$38,_3$ km = $29,_1$%

Da nun die außereuropäischen Flüsse meist nach Karten kleineren Maßstabes gemessen sind, so sind die Angaben ihrer Lauflänge wahrscheinlich beträchtlich zu kurz im Verhältnis zu den europäischen.

Mit allem Vorbehalt können nach unseren jetzigen Kenntnissen als längste zusammenhängende Wasseradern der Landoberfläche angesehen werden[79]):

Mississippi-Missouri . . .	6600 km	Ob-Irtisch	5300 km
Nil-Kagera	6500 km[80])	Jenissei-Selenga	5200 km
Amazonas-Ucayali . . .	5500 km	Jang-tse-kiang	5100 km

Als längste Hauptflüsse haben dagegen zu gelten

Nil (bis zur Seemitte). .	5750 km[80])	Mackenzie	? 4600 km
Jang-tse-kiang	? 5100 km	Amur-Kerulen	4500 km
Amazonas-Marañon . . .	4900 km	Kongo	4000 km[81])

Es entsprang einer Überschätzung des Hauptflusses in einem Stromsystem, wenn man die Größe des Stromgebietes als eine Funktion der (orographischen) Stromentwicklung darstellte, während dafür ausschließlich die Entwicklung des ganzen Stromsystems mit allen wichtigeren Nebenflüssen, die freilich schwer meßbar ist, maßgebend ist. Drei gleichlange Flüsse werden ganz verschieden große Gebiete besitzen können, je nachdem sie einfache Abdachungs-, Saum- oder Muldenflüsse sind, und ein einziger Nebenfluß eines kurzen Sammelstromes kann das Stromgebiet des letzteren verdoppeln (Irtisch im Verhältnis zum Ob).

§ 181. Die Flüsse als Wasserwege. Die Tragkraft eines fließenden Wassers hängt in erster Linie von einer gewissen Wassermenge und dementsprechender Tiefe des Stromes ab. Die Talfahrt ist dabei von der Stärke der Strömung ziemlich unabhängig, während die Bergfahrt durch letztere in feste Grenzen eingeschränkt wird. Daher beginnt das Flößen flacher, den Stoß aushaltender Hölzer bei den meisten Flüssen schon hoch im Oberlauf, während das Gebirgsgefäll die Schiffahrt noch ausschließt. Somit scheiden wegen Wassermangel zahlreiche kleine Flüsse, wegen Steilheit des Gefälles alle Gebirgsflüsse und zahlreiche Strecken größerer Ströme für die Frage der Schiff-

[78]) Petermann im Journ. R. Geogr. Soc. 1848, 93; s. Wisotzki (Anm. 48), 59. — [79]) S. Näheres in Pet. Mitt. 1887, 25 u. 87; für die sibirischen Flüsse sind die Berechnungen Strelbitzkys von 1889 (s. Anm. 8) eingesetzt. — [80]) Nach Lyons (s. Anm. 66), 1906, 5: 6497 km. Er legte einer genauen Berechnung Karten von 1: 80000 bis 1: 500000 zugrunde; da er für die Länge von den Riponfällen abwärts 5589 km fand, wird man für diejenige von der Mitte des Viktoriasees 5750 km annehmen dürfen. Ähnliche Berechnungen auf Karten großen Maßstabes würden sicher auch den andern oben genannten Flüssen eine größere Lauflänge geben. — [81]) H. Marquardsen (Belgisch-Kongo, Berlin 1916, 21) gibt dem Strom auf vier Laufstücke verteilt 3985 km.

barkeit aus. Hierbei ist unter letzterer nur an die Kahnfahrt gedacht, d. h. an die Fortbewegung flachgehender Fahrzeuge; unsere modernen Verkehrsmittel, die gleichzeitig beträchtliche Lasten fortbewegen wollen, erfordern tieferes Wasser und erreichen daher die obere Grenze der älteren Flußschifffahrt nicht mehr[82]).

Im Längsprofil der Flüsse wechseln Strecken steileren und schwächeren Gefälles ab, da die Erosionsarbeit, die das Profil in eine Kurve mit stetig abnehmendem Gefäll, — die sog. Erosionsterminante — verwandelt, noch bei keinem Flusse vollendet ist. Im allgemeinen aber ist das Steilgefäll den Talpartien im Bergland, das Sanftgefäll dem Laufe im Flachland vorbehalten. Sprechen wir hier nur von selbständigen Flüssen, die das Meer erreichen, so sind als extreme Formen die echten Tieflands- und echten Gebirgsflüsse zu bezeichnen. Im Tiefland entspringend sind jene daher nur schiffbar, wenn sie in regenreichen Gebieten über ein größeres Flußgebiet verfügen, es sei denn, daß die Flut das Meerwasser weit in die Trichtermündungen hinauftreibt. Die Zugänglichkeit vom Meere aus hängt daneben von der Natur der Flußmündung ab, ein Punkt, der früher erörtert ist (§ 145).

Im normalen Flußlaufe schließt sich an einen auf das Quellgebiet beschränkten Ober- oder Berglauf der Unter- oder Flachlauf an[83]). Beim Sammelfluß (S. 458) vollzieht sich ein öfterer Wechsel beider mittels niedriger Stufen (Stufenflüsse). Je mehr die Hindernisse der Stufenränder vom Fluß selbst oder durch die Hand des Menschen beseitigt sind, um so mehr dringt eine ununterbrochene Schiffahrtslinie in das Stromgebiet ein und verzweigt sich nicht selten in eine Reihe von Nebenflüssen. Dagegen erleidet die Schiffbarkeit der Plateauströme durch die Bergstrecke, mit der der Plateaurand durchsetzt wird, eine völlige Unterbrechung. Im allgemeinen kurz im Unterlauf, dehnt sich die Schiffahrtsstraße hier und da auf dem Tafelland selbst wieder im weitesten Maße aus, sobald die Flüsse reichliche Wassermenge führen.

Die Plateauströme des trockenen Kastiliens entbehren die Schiffbarkeit auf dem Hochland gänzlich. Im tropischen Afrika bildet der Kongo mit seinen Nebenflüssen ein weites Netz schiffbarer Wasserwege, wogegen die Mündung die Schifffahrt nur bis Boma (Taf. 41a) zuläßt. Da Elbe, Rhein, Donau ihre Durchbruchstäler bis auf kleine Felsrippen, die die Schiffahrt beengten, aber jetzt beseitigt sind, tief eingeschnitten haben, lassen sie sich als zusammenhängende Wasserstraßen bis weit in die oberen Stufen benutzen, bei der Donau fast bis zum Quellgebiet. Noch fehlt es an Berechnungen des Verhältnisses, in dem die schiffbaren Flußstrecken eines Stromsystems zu der Lauflänge der in Betracht kommenden Adern stehen.

[82]) Bei der Werra (Taf. 21) beginnt die Dampfschiffahrt bei Münden, die Kahnfahrt reicht bis Wanfried, die Flößerei beginnt bei Meiningen. — [83]) Ad. Haase, Flüsse und Flußläufe (Pet. Mitt. 1891, 49 ff.). Die Ausdrücke: Flüsse mit Doppellauf und mit Wechsellauf für solche mit einfachem oder mehrfachem Wechsel von Berg- und Flachlauf eignen sich nicht wohl zur Einführung, da in ihnen eine Beziehung zum Vertikalprofil des Flußlaufes nicht enthalten ist.

VII. Küsten und Inseln.

§ 182. Die Küsten[1]. Treten wir nunmehr aus dem Innern des Festlandes, das uns so lange beschäftigte, an die Ufer des Meeres heran, an jene Grenze zwischen Wasser und Land, deren Festlegung auf der Karte die erste und älteste Aufgabe der bildlichen Darstellung des Erdantlitzes gewesen ist. An den Küsten tritt die fortwährende Umbildung, denen dieses unterliegt, am augenfälligsten in die Erscheinung. Wir befinden uns dort tatsächlich auf einer bald sanfter, bald steiler gegen das Meer geneigten Böschung der Landoberfläche. Diese letztere ist es, die wir Küste nennen, ein schmaler Landstreifen von wechselnder Breite längs des Meeresufers. Von diesem bildet der Strand (S. 351) oder die Berührungszone des bewegten Wasserspiegels mit dem Lande wiederum nur den unteren, unter dem Meeresspiegel sich fortsetzenden Saum. Die sogenannten Küstenlinien, welche unsere Karten verzeichnen, versinnlichen also eigentlich nur den horizontalen Verlauf der Strandlinie und erst mittelbar auch den des Küstenstreifens, dessen obere oder untere Grenze gegen das Binnenland zu sich nur in seltenen Fällen schärfer angeben läßt.

Erst durch diese Auffassung der Küste als eines langgezogenen, an die Nähe des Meeres gebundenen Landstriches, wie sie die Länderkunde nie anders kannte, hat man auch im Gebiete der physikalischen Geographie den Formenreichtum verstehen gelernt, der uns an ihr entgegentritt.

Es mag dies durch die Gegenüberstellung von kontinentalen Küsten[2] und marinen Küsten zum Ausdruck kommen. Festlandsränder werden zur Küste durch Eintauchen des Saumes in den Ozean, also durch Senkung bisher trocken liegenden Landes, so daß das Meer nunmehr in die Hohlformen

---

[1]) Küsten. Eine Übersicht über „Die Entwicklung des Küstenbegriffs" gibt W. Großes Dissertation, Leipzig 1904. Das lange vernachlässigte Studium der Küsten hat im Kreise der Geographen durch F. Hahn (Bem. über einige Aufgaben der Verkehrsgeogr., Zeitschr. f. wiss. Geogr. V, 1885, 114 ff.) und v. Richthofen (Führer, 1886, 293—323) neue Anregung erhalten. Des letztern Gedanken sind von K. Weule (Beitr. z. Morph. der Flachküsten, Zeitschr. f. wiss. Geogr. VIII, 1891, 211—258) nach der Seite der Vorbegriffe, von A. Philippson (Typen der Küstenformen, 1893, s. o. S. 351, Anm. 161) nach der konstruktiven Seite fortgeführt. Eingehend mit manchen neuen Gesichtspunkten ist Pencks Kapitel über die Küsten (Morph. II, 1894). Ein neues System der Küstenformen gibt S. Passarge (Physiol. Morphologie, Hamburg 1912, 145—52 und Grundlagen III, 1919, 420—40); eingehender behandelt G. Braun ein solches System nach Grundformen der Zerstörung, des Transports und des Aufbaues und Folgeformen der Flachlands- und gebuchteten Küsten in der Schrift: Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen, Berlin 1911. Vergl. ferner J. Sölch, Formen d. Landoberfl. in Kendes Handbuch 1914, 220—25. Zahlreiche Beispiele von Küstenformen führt F. P. Gulliver in Shoreline Topography (Proc. Amer. Acad. of Arts a Sciences, Bd. 34, 1899, 151—258) an. Die ausführlichste Behandlung der Küsten in darstellender Form und unter ausdrücklicher Ablehnung einer Klassifikation findet sich in F. Ratzel, Die Erde und das Leben I, 1901, 369—458. H. Berghaus (Phys. Atl., Taf. 19) hat 1886 den ersten schwierigen Versuch gemacht, die gesamten Küsten der Erde nach den v. Richthofenschen Typen zu verteilen. — [2]) Die von Philippson vorgeschlagene Bezeichnung „Isohypsenküsten" für die durch küstenfremde Agentien gebildeten Küsten ist m. E. keine treffende; denn sie verlegt die Unterscheidung in die Wasserlinie, die aber auch bei der durch littorale Agentien gebildeten Küste eine Isohypse ist. Passarge nennt sie Landformenküsten.

eingreifen kann, oder durch positive Strandverschiebung (§ 135, S. 315). Kontinental nennen wir also die Küsten, welche die Formen des untertauchenden Festlandrandes wiederspiegeln. Teils rein und unmittelbar, wie sie aus der Hand der auf dem Festland tätigen Kräfte hervorgingen, teils ausgeglichen und gleichsam verschleiert, wenn die Meeresbrandung schon stärker am Saum genagt hat, oder wenn, was die äußeren Umrißlinien wirksamer umgestaltet, die Buchten mit Schwemmland ausgefüllt und trocken gelegt sind. Solche ausgeglichenen Kontinentalküsten[3]) sind Zwischenformen, wie sie bei allen Gattungen der Geländeformen der Einordnung in ein System Schwierigkeit bereiten. — Weniger die zerstörende als die aufbauende Arbeit des Meeres (§ 144) erzeugt die marinen Küsten, indem sie mit ihren Anschwemmungen den Küstenverlauf des ehemaligen Kontinentalrandes mehr und mehr verdeckt. Negative Strandverschiebung befördert diese Vorgänge im allgemeinen, fügt der Küste Meeresboden an, schiebt Korallenbauten auf die Küste; positive gibt die lockeren Schwemmprodukte wieder der Zerstörung preis. Flußsedimente greifen aus dem Innern des Festlandes auf die marinen über, die Flußbarren geben neues Material für die Küstenversetzung (S. 351). So bildet sich besonders dort, wo die marine Küste vor der Festlandsniederung ansetzt, eine Zone von Schwemmland, in der sich schwer auseinanderhalten läßt, was kontinentalen, was marinen Ursprungs ist. Mit einem gewissen Recht kann man somit die meist aus älterem und festerem Gestein zusammengesetzten und höheren Kontinentalküsten den weicheren, das Niveau der Niederung nicht übersteigenden Schwemmlandsküsten gegenüberstellen, obwohl Meeresanschwemmungen sich auch an jenen entlang ziehen.

Nicht völlig deckt sich diese Einteilung mit der älteren in Steil- und Flachküsten[4]), die uns sozusagen von dem einseitigen Standpunkt der Nautik überkommen ist und jedenfalls zu wenig über den Gesamtbau der Küste aussagt. Beim Anblick einer Küste vom Meere aus oder von vorn erscheint uns eine ansteigende Küste weit steiler, als sie ist. Für zahlreiche Küstenstrecken, die nicht der Niederung angehören, ist der Ausdruck Steilküste irreführend. Jedoch behalten diese Unterscheidungen nach dem Vertikalprofil einer Küste als solche zweiter Ordnung auch ihre Bedeutung, aber man spricht besser von vornherein von vier verschiedenartigen Vorkommnissen:

Bei der Flachküste neigt sich die Küstenniederung unmerklich unter den Wasserspiegel (hieran ändert sich nichts, wenn sich gegebenenfalls zwischen Strand und Niederung ein Dünenwall dem flach abfallenden Boden auflagert). Bei der ansteigenden Küste (Steigküste) hebt sich das Land unter deutlichem Winkel von der Strandebene ab. Eine wirklich steile Uferböschung richtet sich dagegen bei der Kliffküste[5]), dem Werk der Brandungswelle, über der flach abfallenden Strandterrasse auf, die oft nur zur Ebbezeit sichtbar wird. Senkt sich dagegen eine Felsküste unvermittelt ins tiefere Meer — an vielen Fjordküsten (S. 470) begegnen wir diesem Fall —, so haben wir eine strandlose Steilküste vor uns. Die beiden letzteren Fälle sind aber im ganzen seltene Erscheinungen.

Die Küstenkarten. Die Küstenerscheinungen spielen sich in einer niedrigen und so schmalen Zone der Erdoberfläche ab, daß sie auf Übersichtskarten nur

[3]) „Ausgleichsküsten" bilden bei v. Richthofen (Führer) einen eigenen, aber vorläufig nur zusammenfassenden Küstentypus. — [4]) Vergl. v. Boguslawski, Ozeanographie I, 1884, 44 ff. — [5]) Penck II, 554.

sehr unvollkommen zur Darstellung gebracht werden können. Der Anfänger ist besonders geneigt, die grünen Tieflandsstreifen auf unsern sog. physikalischen Karten schlechthin für Flachküsten anzusehen; davor muß gewarnt werden. Innerhalb jener Höhenstufe von 200 m, welche in üblicher Weise für das Tiefland angenommen wird, kann neben der Schwemmlandsküste die ansteigende oder die Kliffküste entwickelt sein. Umgekehrt darf aus dem Fehlen solcher Tieflandsstreifen längs einzelner Gebirgsküsten nicht ohne weiteres auf Steilküsten geschlossen werden. Flachküsten von 40 km Breite könnten auf Erdteilkarten in 1 : 40000000 (s. Atlas) erst 1 mm breit gezeichnet werden. Sorgfältig bearbeitete Spezialblätter der Atlanten geben schon wichtige Küstentypen deutlich an, aber doch meist nur in schematischer Form. Als Quellenmaterial für das Studium der Küstenformen würden uns die topographischen Karten noch größere Dienste leisten, wenn sie, wie es immer doch nur ausnahmsweise geschieht, bei Küstenblättern die Darstellung des Meeresbodens nach den Seekarten mit eintragen würden. Umgekehrt beschränken sich die unerläßlichen See- oder Küstenkarten (Admiralitätskarten, s. o. S. 9) noch vielfach auf Wiedergabe der von der See aus sichtbaren Teile einer Küste. Von trefflichen Ausnahmen abgesehen, fehlt es daher für Spezialstudien noch an wahren Küstenkarten, die den Küstenbereich beiderseits von der Strandlinie ausreichend weit darstellen.

§ 183. Die Kontinentalgestade. Ein Blick auf eine orographische Übersichtskarte der Erde (Taf. 6) sagt uns, daß wohl $^2/_3$ der Küstensäume der Erde von Gebirgen und höherem Land, etwa $^1/_3$ von Tiefland begleitet werden. Unter den Hochküsten[6]), wie wir die ersten kurz bezeichnen, springt die Bedeutung des Faltengebirges für die Umsäumung des gesamten Pazifischen Ozeans deutlich in die Augen. Geschlossen und auf ungeheure Strecken wie vor allem in Südamerika keinem größeren Fluß Durchgang gewährend, setzt sich der Gürtel, die Außenseite der Gebirgsbogen dem Meere zukehrend, in den Inselkränzen des asiatisch-australischen Außenrandes bis nach Neuseeland fort. Die Küsten folgen bis auf kleine Unterbrechungen den Flanken dieses Gebirgsgürtels, es sind ausgesprochene Längsküsten[7]).

Die gleiche Form der Längsküste zeigt sich streckenweise auch an der Binnenseite der asiatischen Randmeere, am geschlossensten längs der Westküste des Japanischen Meeres. Sodann dort, wo die Flanken des den Eurasischen Gebirgsgürtel zusammensetzenden Faltenzuges das Meer erreichen wie bei den Sundainseln und Barma, im Süden Irans, an der Nordküste Kleinasiens, längs des Adriatischen und des zwischen Sierra Nevada und Atlas eingeschlossenen Iberischen Meeres, am Golf von Genua und der Nordküste Siziliens. Aber die Längsküste beschränkt sich nicht auf die jüngeren Faltengebirge. Den Saum des nordatlantischen Ozeans begleiten Rumpfgebirge und Rumpfschollen, an denen sich die Streichungsrichtung der Falten noch deutlich erkennen läßt. So sind die Nordwestküste Norwegens (nördlich von Kap Stat, 62° N.) und diejenige Schottlands, ferner jenseits des Ozeans die Ostseite Neuschottlands Längsküsten, da die Streichungsrichtung der Gebirge mit dem Küstenverlauf im großen und ganzen übereinstimmt. Wie es scheint, kann auch die Ostküste Brasiliens als Längsküste gelten, da gefaltete archäische Schichten (wie der Flußverlauf des Rio San Francisco andeutet) nordostwärts streichen[8]).

Wo dagegen Faltenzüge gegen das Meer zu ausstrahlen, tritt die Querküste auf. Wenn nicht ungünstige Umstände hinzutreten, schließt sie das

[6]) v. Richthofen, Führer, 295. — [7]) Supan (Phys. Erdk. 1896, 575; 1916, 803) will die Längsküsten als „konkordante", die Querküsten als „diskordante" bezeichnet wissen. — [8]) Sueß, Antlitz d. Erde II, 162.

Land auf, denn zwischen den parallelen Erhebungen führen Talmulden ins Land.

Die südchinesische Küste mit ihren schräg von der Küste abgeschnittenen Zügen, die Westküste Kleinasiens oder die Ostseite der Balkanhalbinsel, die irische und britische Südwestküste mit ihren vorspringenden Halbinseln sind Beispiele solcher Querküsten.

Wo sonst noch Hochland sich in Stufen zum Meere herabsenkt, wie vor allem in Afrika, Arabien und Dekan, haben wir es meist mit Schollenküsten zu tun[9]; es sind die Striche, wo Tafelländer in Staffelbrüchen herabsinken. Daher auch hier das Kennzeichen nicht leichter Zugänglichkeit, die Flüsse sind nur wenig aufwärts schiffbar. Auch sind diese Küsten im allgemeinen nicht durch weite Erosionsfurchen gegliedert. Schollenküsten finden sich auch dort, wo niedrigere Platten an das Meer grenzen, seien es Tafelländer wie in Patagonien oder Rumpfschollen wie in den arktischen Gebieten an der Küste der Hudson-Bai. Inwiefern hier eine Einsenkung des Meeresbodens die Küstenstufe hervorgerufen, oder man es mit Kliffküsten zu tun hat, ist nur an wenigen Küsten festgestellt.

Überblicken wir noch einmal die großen Gestadegürtel der Erde, so läßt sich die Form der geschlossenen Längsküste, herrührend von den großen, den Stillen Ozean umrahmenden Faltenzügen, wohl als Pazifischer Gestadetypus[10]) bezeichnen. Den Atlantischen Ozean dagegen begleiten, durch Flachlandsstreifen unterbrochen, bald Schollenküsten, bald Rumpfgebirge, und von Faltenzügen kehren ihm wenige ihre Flanken zu. Wohl aber läuft der Eurasische Faltengebirgszug nur mit seinem Ende gegen ihn aus. An Querküsten ist die Westseite Europas reich. Diese bunte Mannigfaltigkeit der Gestadeformen hat man den Atlantischen Gestadetypus genannt[10]). Er hat zur Folge, daß das atlantische Abdachungsgebiet den weitaus größten Teil der Landoberfläche ausmacht (§ 127).

§ 184. Die Küstengliederung. Leicht ergeben sich beim Verfolg der Küstenlinien an Festlanden und Inseln die Hauptgegensätze der einförmig glatten und der reichgegliederten Küsten. Die glatten scheinen zu überwiegen. Das ist freilich nur eine neue Täuschung der generalisierenden Übersichtskarte; dieselbe kann dem unruhigen Verlauf der feingegliederten Küste nicht folgen.

Die ungegliederten Kontinentalküsten sind zugleich schmal. Ein kurzer Aufstieg vom Strand führt uns bald aus dem Bereich der Küste. Die Küstengliederung wird durch Hohlformen, in die das Meer einzudringen vermag, und trennende Vollformen, durch Buchten und Küstenvorsprünge bewirkt. Dazu treten als wichtiges Element der Gliederung die Küsteninseln. Aber gekennzeichnet werden die Küsten wesentlich nur nach den Buchten, denn diese sind es, die den Einfluß des Meeres bis ins Innere der Küstenlandschaft hineintragen. Gegliederte Küsten sind buchtenreich. Je tiefer die Buchten in die Küste eindringen, um so mehr gelangt der Gegensatz einer Außen- und Innenküste zur Geltung. Gegliederte

[9]) Schollenküsten und Schwemmlandküsten werden, weil ohne Beziehung zum Schichtenbau, von v. Richthofen als „neutral" bezeichnet. — [10]) Sueß, Antlitz II, 256 ff.

Küsten besitzen daher doppelte Küstensäume. Das tritt klar bei den offen gegliederten Kontinentalküsten zutage, wo die durch Buchtmündungen durchbrochene Außenküste über frei ins Meer ragende Kaps und Küsteninseln hinwegzieht. Aber auch die scheinbar glatte Schwemmlandküste ist in Wahrheit fast immer eine Doppelküste, insofern sich bei ihr hinter dem geschlossenen und einförmigen Saum meist eine reichere innere Gliederung zeigt. Der Normalverlauf der Küstenlinie entspricht der Außenküste.

Die Unterscheidung selbst zwischen Küstengliederung und kontinentaler Gliederung ist im Einzelfall schwierig. Auch die letztere wird durch Meerbusen, Halbinseln und Inseln bedingt (§ 124). Dieselben Formen kehren bei der Küstengliederung im kleinen wieder. Aber wann schrumpft ein Meerbusen zur Küstenbucht, eine Halbinsel zum Küstenvorsprung oder zur Landzunge zusammen? Es läßt sich die Scheidung nicht nach absolutem Maß vornehmen. Es spielen hierbei nicht nur Größenverhältnisse, sondern auch die der Lage, die Art der Anheftung der Kontinental- und Küstenglieder, die Anordnung der Küsteninseln eine Rolle. Es gehört wissenschaftlicher Takt zur Entscheidung solcher Fragen der Zuweisung der Einzelformen zur einen oder anderen Gattung; sie lassen sich auf rein mechanische m Wege nicht lösen.

Von diesem Standpunkte kann man die großen Buchten und Halbinseln des Peloponnes oder von Celebes, den Golf von Tarent usw. nicht als Elemente der Küstengliederung ansehen, da mit deren Lostrennung unkenntliche Rumpfstücke, nicht die ihrer Randverzierung beraubten Halbinseln oder Inseln übrig bleiben würden[11]).

Der kontinentalen Gliederung gehören ferner die arktischen Sundregionen an. Im Norden Amerikas sehen wir flachgelagerte paläozoische Platten aufgelöst zu einem ungeordneten Haufen von Halbinseln und Inseln. Sie sind durch lange Buchten und Meeresstraßen, die sich hier und da zu größeren Becken erweitern, geschieden, als bis 200 m tiefe Sunde. Möglicherweise entstanden die Vertiefungen, die jetzt das Meer einnimmt, durch Ausräumung verwitterten Gesteins; die Eisschiebung hat sie erweitern helfen. Wie es scheint, haben wir im übrigen ein vom Meer überflutetes Denudationsplateau vor uns wie das ähnliche im Süden angrenzende, auf dem sich die Hudson-Bai mit ihren Zugängen ausbreitet (S. 365). Auf europäisch-asiatischer Seite kehrt zwischen Lappland und der Chatanga-Bucht im Osten der Taimyr-Halbinsel (Taf. 33) eine ähnliche Region wieder, nur daß die schlauchartigen breit am Kontinent abschneidenden Buchten sich nicht (oder nicht mehr) in gleichem Maße zu einem Straßenmeer verbinden.

Auch die sog. Golfküsten sind wohl besser der kontinentalen Gliederung zuzurechnen. Wir fassen darunter für jetzt noch die kontinentalen Säume zusammen, die mit großen offenen, flachen bis halbkreisförmigen Golfen besetzt sind, wie die Ostseiten Patagoniens[12]), Arabiens, Kamtschatkas. Ob man es hier mit kesselartigen Abbrüchen zu tun hat, oder wie sie sonst zu erklären sind, muß freilich die Untersuchung noch feststellen.

§ 185. Paralometrische Werte[13]). Seit C. Ritter versucht hat[14]), aus dem längeren oder kürzeren Küstenverlauf eines Kontinentes ein Maß zu entnehmen für die größere oder geringere Zugänglichkeit von außen, hat man

[11]) Hiernach gibt es also nicht wohl gelappte Küsten (Penck II, 582) als vielmehr gelappte Halbinseln und Inseln. — [12]) Daher „Patagonischer Küstentypus" nach v. Richthofen. — [13]) Der Ausdruck Paralometrie für die Ausmessung der Küstenlinien usw. (ἡ παραλία, die Küste) ist der in der Geologie

zwar vielfach zweckmäßigere mathematische Ausdrücke aufzustellen gesucht, aber selten die drei ganz verschiedenen Begriffe, die hier in Frage kommen, strenger auseinander gehalten, die Küstenlinie, die Strandlinie und die Schiffahrtsküste.

1. Kontinentale Gliederung und Küstenentwicklung. Für eine der verschiedenartigen Maßbestimmungen der horizontalen Gliederung der Kontinente oder kleinerer Landkörper (Halbinseln, Inseln) gingen wir früher (S. 282) von der rohen Küstenlänge (L) aus und setzten sie zum kleinstmöglichen Umfang der Flächenfigur (U) in Beziehung, dieses Verhältnis die Küstenentwicklung nennend. Für diesen Zweck kann nur der Verlauf des glatten Umrisses oder besser der Außenküste in Betracht kommen. Von Küstenvorsprung zu Küstenvorsprung schreitend, nach jeder im Küstenzuge liegenden Insel, wenn erforderlich, überspringend, zieht sie sich an allen kontinentalen Meerbusen und Halbinseln entlang. So erreicht sie z. B. bei Nordamerika 75000 km. Daraus ward die Küstenentwicklung als Maß der (horizontalen) Kontinentalgliederung Nordamerikas zu $4{,}_9$ berechnet (S. 282).

2. Küstengliederung und Strandentwicklung. Nun erst treten wir an die Einzelgliederung der Küste heran und finden für sie ein Maß in der Entwicklung der vereinigten inneren und äußeren Küste oder besser, da bei der einfachen Küste beide zusammenfallen, in der Entwicklung der Strandlinie (S) im Verhältnis zur (äußeren) Küstenlinie (L)[14]). Hierbei kann man aber nicht wohl quer vor der Mündung der Flüsse stehen bleiben. Vielmehr wird man an allen Küsten mit Gezeitenwechsel die Flußmündung so weit in die Strandlinie einzuziehen haben, als dieser Flutwechsel reicht. Die Ausmessung ihrer Länge muß dem Stande des Wassers zur Zeit des Hochwassers entsprechen. Hiernach ist von selbst klar, daß es keinen Sinn hat, die horizontale Gliederung eines Landes nach der Strandlinienlänge bemessen zu wollen; nur die Küstengliederung kann nach ihr bestimmt werden.

Nur von wenigen Küstenstrecken liegen brauchbare Ausmessungen des Strandlinienverlaufs vor. Will man diejenigen der Nordamerikaner, welche ihre „tidal shore line" bis zum Ende der ozeanischen Schiffahrt rechnen, dafür gelten lassen, so wird die dortige Küstengliederung durch folgende Werte der Strandentwicklung bestimmt[15]):

	Küstenlinie (L)	Strandlinie (S)	Strandentwicklung
Pazifische Küste . .	2895 km	14240 km	$L:S = 1:5$
Golfküste	2965 km	(?) 30630 km	„ 1:10
Atlantische Küste .	3270 km	58430 km	„ 1:18

bereits gebrauchten Unterscheidung zwischen Küsten-, Binnensee- und Tiefsee-Bildungen (paralische, limnische, abyssische) nachgebildet. Die meisten neueren Arbeiten, die sich theoretisch mit „Küstenentwicklung" beschäftigen, kennen nur eine „Küstenlinie" und gipfeln in einer zweckmäßigen Formel für anschaulichen Ausdruck der horizontalen Kontinentalgliederung (§ 125). Den großen Differenzen in den Ergebnissen, welche verschiedene Berechner für die gleichen Küstenstrecken gefunden haben, stehen sie bei praktischen Anwendungen meist ratlos gegenüber (s. Weidenmüller, Die Schwemmlandküsten der Ver. Staaten und ihre Längen- und Formverhältnisse. Diss., Leipzig 1894, 11). Die Amerikaner scheiden bereits seit langem *General coast line* (Küstenlinie) von der *Tida shore line* (Gezeiten-Uferlinie). — [14]) C. Ritter, Gesammelte Abhandl., 1852, 103 ff.; die betreffenden Abhandlungen stammen aus den Jahren 1826 und 1828. — [15]) Ratzel nennt das, was oben wohl unzweideutig als Strandlinie bezeichnet ist, „wirkliche Küstenlinie", die äußere Küstenlinie dagegen „den glatten Umriß". — [16]) Fr. Ratzel, Die Verein. Staaten von Nordamerika, München 1895, 65. Ziffern nach Mendenhall (U. S. Coast Survey. Report s. 1890, 732).

In Gegenden mit starker Küstengliederung wie längs der Fjordküsten steigt das Verhältnis der Strandentwicklung noch weit mehr. Eine Messung an Norwegens Küste[17]) zwischen 60° 50′—62° 5′ N ergab mit Einschluß der Strandlinie der kleinen vorgelagerten Inseln $L : S = 1 : 40$ (Küstenlinie 134 km, Strandlinie 5421 km, wovon allein 3225 auf den insularen Teil entfallen). Geringer ist die Strandentwicklung bei den Riasküsten (s. u.). In der Bretagne schwankt sie zwischen 5 und 12, weil es sich nicht überall um Riasküsten handelt[18]); in ähnlichen Abstufungen bewegen sich die Zahlen bei den unten beschriebenen Kanalküsten (8), dem Griechischen Typus (6), der Limanküste (4)[19]).

3. Die Schiffahrtsküste[20]). Die Verkehrsgeographie muß von anderen Gesichtspunkten ausgehen als die Morphologie, und gerade dies wird so oft vermengt. Die Küste als Feld eines eigenartigen Verkehrs des Menschen zu Schiff dient ihm durchaus nicht mit jedem Punkt des Strandes. An felsiger Steilküste sind oft nur wenige Anlegepunkte, und eine stark zerfranste Schwemmlandküste bietet häufig nur in künstlich ausgebaggerten Fahrstraßen die Möglichkeit der Bewegung. So werden manche Limane und Haffe nur eine einzige Querlinie als Wasserweg besitzen, tiefere sind vielleicht ringsum schiffbar. Eine allgemeine Regel gibt es so wenig wie bei Flüssen, wo der einzelne auf seine Schiffbarkeit untersucht werden muß. Dennoch wird es einem kundigen Auge möglich sein, auf Küstenkarten den Verlauf eines solchen zusammenhängenden Küstenwasserweges zu verfolgen. Auch dieser darf aber bei der Flußmündung nicht Halt machen, sowenig wie bei dem Ausgang eines Fjordes. Jeder der ozeanischen Schiffahrt zugängliche Fluß muß bis an die obere Grenze derselben mit in das Netz der fraglichen Schiffahrtsküste einbezogen werden. Die Schiffbarkeit der Flüsse wie der Küstengewässer hängt viel vom Eingreifen des Menschen ab. Daher können Kanäle, die ein unteres und oberes Wassernetz verbinden, nicht ohne weiteres aus dieser Berechnung ausgeschlossen werden. Seeschiffe gelangen bis nach Chicago trotz des Niagara-Falles und anderer Stromschnellen im St. Lorenz mittels Kanäle, die letztere umgehen. Das untere Wasserwegnetz greift also bis auf die oberen Kanadischen Seen über. Von diesem Standpunkt sind Flüsse, die der Seeschiffahrt zugänglich sind, eine wirkliche Erweiterung der Schiffahrtsküste wie so manche Küstenbuchten. Da es sich um ein Wegenetz handelt, so wird man behufs des Vergleiches die gefundene Länge der Wasserstraßen am besten zur Größe des zugehörigen Gebietes in Beziehung setzen, wie dies in der Verkehrsstatistik mit Straßen, Eisenbahnen, Telegraphenlinien geschieht. Freilich pflegen sich letztere über das ganze Staatsgebiet ziemlich gleichmäßig zu verteilen. Das Wasserwegenetz gehört im engeren Sinn je einer sich aus Stromgebieten zusammensetzenden Abdachung an. Zahlenangaben, die das untere Wasserwegenetz in dieser Weise mit bestimmten Abdachungen in Beziehung setzen lassen, liegen zurzeit noch kaum vor.

---

[17]) Fr. Schwind, Die Riasküsten in ihrem Verhältnis zu den Fjordküsten. Inaug.-Diss. Leipzig-Prag 1901. — [18]) E. de Martonne, Le développement des côtes-bretonnes (Bull. Soc. scient. et médic. de l'Ouest. Rennes, XII, 1903, Nro. 1). — [19]) O. Hentschel, Die Hauptküstentypen des Mittelmeeres u. bes. Berücksichtigung ihrer horizont. Gliederung. Diss. Leipzig 1903. — [20]) Vergl. hierzu Ratzels anregendes Kapitel über die Küsten in Anthropogeographie I, 1882, bes. S. 236, 241; „innerhalb der Kulturgeographie müsse der Begriff Küstenentwicklung durch den der Stromentwickelung eine Ergänzung finden".

§ 186. Kontinentalküsten. Bezeichnen wir den deutlich ausgeprägten Ausschnitt der Küstenlinie mit dem Namen Bucht, so kann die Umrißgestalt, wie sie uns die Karte in Horizontalprojektion darstellt, auf die vier Grundformen der Talbucht, Trichterbucht, Rundbucht und Flachbucht zurückgeführt werden. Mit diesen Bezeichnungen wird jeder sofort eine bestimmte Vorstellung der Gestalt verbinden[21]). Die Talbucht soll uns aber zugleich alle die gegen die Küste zu geöffneten Hohlformen vergegenwärtigen, welche auf dem festen Lande als Täler gebildet, nunmehr von dem vordringenden Meere teilweise unter Wasser gesetzt sind. Eine Reihe typischer Gebilde hat man bereits nach Gestalt, Entstehungsweise und Vorkommen klarzulegen vermocht.

1. Die Fjorde[22]). Unser den Talbuchten haben die Fjorde, von den norwegischen Vorkommnissen benannt, die Forscher am meisten beschäftigt, seit man erkannte, daß niedere Breiten solcher gesellig auftretenden, langen und schmalen, mit parallelen steilen Wänden in die Küsten einschneidenden Buchten entbehren. Ohne auf gebirgige Küsten beschränkt zu sein — denn man findet sie auch an der niedrigen Küste von Maine (Vereinigte Staaten, 44°—45° Br.) —, treten die Fjorde in ihrer großartigen Form doch nur an Hochgebirgsküsten wie in Grönland, an der Westküste Norwegens (Taf. 31), Britisch-Columbiens, Patagoniens, an der Südwestküste Neuseelands (44°—46° S. Br.) usw. auf.

Bald geradlinig mit wenigen Seitenästen in die Gebirgsabdachung einschneidend wie der Nordfjord (62°, Taf. 31) erweitern sich einige nach kurzem Quertal seeartig in breiteren Längstälern (Drontheim-Fjord, 64° N. B.), bis 150 km und mehr an Länge erreichend (Sogne-Fjord, 61° N. Br. 230 km lang). Als strandlose Steilküsten (S. 464) tauchen die Talwände in gleicher Böschung unter das Wasser, am Ufer ist selten Platz zu einer Straße. Der Boden aber ist wie bei allen Stufentälern im Querschnitt eben. Es sind nicht V-förmige Furchentäler, sondern U-förmige Taltröge. Der Boden senkt sich talwärts oft zu großer Tiefe — im Sogne-Fjord maß man Tiefen bis 1250 m —, aber nicht gleichmäßig, vielmehr wechseln beckenartige Vertiefungen mit etwas höheren Schwellen, Eide in Norwegen genannt, und besonders der Ausgang der Fjorde, die durchweg beträchtliche Tiefen zeigen, ist am Boden durch solche geschlossen. In letzterem Punkte hat man bisher das Hauptkennungszeichen des echten Fjords erblickt und diese Erscheinung mit der Ausgestaltung der Hohlform durch das Gletschereis in Zusammenhang gebracht. In der Tat tritt diese Fjordform gesellig nur in Gegenden der Erde auf, die ehemals ausgedehnte Vergletscherungen erlebt haben. Auf der nördlichen Halbkugel überschreiten die Fjorde den 44° N. südwärts nicht[23]), falls man die

[21]) Penck (II, 550) möchte Bai für den Küstenausschnitt in Kreisabschnittform, Bucht für schlauchartige, Golf für größere und breitere angewendet sehen. Indessen entspricht das leider nicht dem kartographischen Sprachgebrauch (s. Baffin-Bai, Danziger Bucht usw.). — [22]) Nachdem Dana 1849 den Fjord als eigenartige Küstenform aufgestellt und O. Peschel 1866 die beschränkte geogr. Verbreitung auf höhere Breiten trefflich dargelegt (Neue Probleme, 1876, 20), hat F. Hahn (Inselstudien, 1883, 142) trotzdem von neuem alle talähnlichen bis trichterförmigen Buchten den Fjorden zugerechnet. Das wichtigste Material faßt P. Dinse (Die Fjordbildungen, Zeitschr. f. Erdk., Berlin 1894) kritisch zusammen behufs scharfer Lokalisierung der Fjorde auf ehemals vergletscherte Gebiete. S. auch O. Nordenskiöld, Topograph.-geolog. Studien in Fjordgebieten (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Nr. 8, Vol. IV, Part. II, 1899, 157—226). — [23]) Der Widerspruch mit Penck (II, 565), der 49° N. Br. als Grenze angibt, ist auf dessen Nichtberücksichtigung der Küstenbuchten von Neuschottland, von Maine usw. unter den Fjorden zurückzuführen; erstere werden von ihm aber auch unter anderen gebuchteten Küsten

Vorkommnisse stärker zerrissener und kleinerer Buchten in Neufundland und Maine, sowie am Obern See[24]) noch zu den Fjorden rechnet; auf der südlichen bildet der 41° S. die Äquatorialgrenze des Vorkommens (West-Patagonien). — Die Stufen des Fjordbodens setzen sich in den Fjordtälern oberhalb fort, und dort sind oft die Stufen noch mit Talseen bedeckt. Dann aber pflegt das Tal plötzlich mit einem hohen Talschluß zu endigen, nach dessen Erklimmung man sich auf einem weiten Plateau befindet. Es ist klar, daß die heutigen Flüsse diese mächtigen Taltröge nicht ausgewaschen haben können und insofern erklärt das Vorkommen der Hauptfjordküsten an den westlichen Regenseiten der fraglichen Landschaften die Bildung nicht. Es gehörten dazu größere Wassermassen, wie sie allein die Gletscherströme zu liefern vermögen. Wenn im Gegensatz zu dieser tiefen Talausnagung in den höheren Regionen fast nichts von tiefer eingeschnittenen Talrinnen beobachtet wird, so erklärt man sich dies wohl mit Recht[25]) dadurch, daß die Bildung der Fjordtäler in der zwischen den großen Eiszeiten liegenden Periode erfolgt sei, wo die Firnmassen (ähnlich wie heute, nur in größerer Ausdehnung) nur die hohen Regionen bedeckten und diese also vor der Erosion bewahrten. Als dann die Eiszungen wieder wuchsen, waren diese es, welche die Täler erweiterten, übertieften (S. 419) und vor Zuschüttung schützten. Aber es ist bemerkenswert, daß überhaupt die Gewässer der Fjordküsten sedimentarm sind. Die Umwandlung der Täler in Fjorde erfolgte dann durch eine positive Strandverschiebung, wie sie auch die arktischen Sunde unter Wasser setzte (s. o.). Die Strandterrassen innerhalb der Fjorde können nur auf die Reibung schwimmender Eisschollen zurückgeführt werden. Die größeren Fjorde Norwegens scheinen in der Richtung des Schichtenstreichens zu liegen, da dieses sich südlich vom Kap Stat westwärts wendet. Der Firth of Lorne in Schottland verdankt dagegen seine Entstehung einem mächtigen Längsbruch (S. 424). Die selten fehlenden Inseln der Fjordküsten sind Bruchstücke der zwischen den Fjorden sich erstreckenden Halbinseln. Sie sind vom Körper getrennt durch schmale Straßen mit ruhigem Fahrwasser, die über die niedrigen Quersättel der untergetauchten Halbinseln hinziehen.

2. Abarten der Fjorde[26]) bilden an niedrigen Abrasionsplatten wie an der schwedischen und finnischen Küste die fein zerschlitzten, zuweilen sich erweiternden Fjärde mit dem Gewirr kleiner nackter, durch die Eiszeit abgeschliffener, nicht parallel gestellter (Taf. 31) Felseninselchen, der Schären[27]). — Die holsteinische Küste ist dagegen durch schmale Talbuchten von einfacherem Verlauf, die Föhrden, ausgezeichnet, die durch ihre beträchtliche Tiefe treffliche Häfen bilden. Da letztere bereits an der Wurzel beginnt, so spricht dieser Umstand dafür, daß auch diese erst durch Gletscherströme erweitert sind[28]).

3. Felsige Querküsten zeigen daneben trichterförmige Buchten, deren Boden sanft unter den Meeresspiegel abfällt. Sie sind in typischer Form an der granitischen Küste Galiciens (Taf. 28) ausgebildet, woher man den Namen der Rias auf die gleiche Form an anderen Küsten übertragen hat[29]).

---

nicht erwähnt. Vergl. noch Remmers, Die Fjorde a. d. Küste von Maine. Diss. Leipzig 1891. — [24]) Ratzel, Pet. Mitt. 1880, 387 ff. — [25]) E. Richter. Geomorph. Beob. in Norwegen (Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-nat. Cl., Bd. CV, 1896, 176—189). H. Reusch, Beiträge z. Erklärung d. Entstehung der Täler u. Fjelde in Norwegen (norw. m. engl. Resumé in Norges geolog. Undersögelse. Aarbog, 1900, 124—217). — [26]) W. Werth, Fjorde, Fjärde und Föhrden, Zeitschr. f. Gletscherkunde III, 1906/9, 346 ff. — [27]) Ahlenius, Die Schären Finlands in Fennia, XIII, 1906. — [28]) Haas, Studien über die Entstehung der Föhrden, Mitteil. a. d. mineral. Inst. I, Kiel 1888. W. Wolff, Über die Entstehung d. schleswigschen Föhrden (Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1905, 395 ff.); W. Werth, Zur Entstehung der Föhrden (ebenda 1909, 401 ff.). — [29]) v. Richthofen, Führer, 308; Fr. Schwind, Die Riasküsten s. Anm. 17. E. Scheu, Die Rias v. Galicien, ihr Werden u. Vergehen, (Z. f. Erdk., Berlin 1913, 84—114, 193—210).

Oft durch einfache Senkung eines Faltenzuges entstanden, welche dem Meere das Eindringen gestattete, scheint die Meereserosion an Gezeitenküsten die Buchten beträchtlich erweitert zu haben, sobald sie weichere Gesteinsarten in den Talmulden vorfand. Davon legen die großen Riasbuchten des südwestlichen Irlands Zeugnis ab. Die gleiche Form zeichnet die chinesische Ostküste und die Binnenseite Koreas usw. aus.

4. Wo dagegen eine nur durch kleine Gehängetäler gegliederte Gebirgsflanke das Meer erreicht wie an der Riviera des Golfs von Genua, entsteht eine kleinbuchtige Felsküste[30]), an der sich die Außen- und Innensäume selten mehr als einige Kilometer voneinander entfernen, während eine typische Einzelform der Bucht kaum zu beobachten ist.

5. Als Kanalküste darf man vielleicht den Typus bezeichnen, der in Dalmatien in eigenartiger Weise ausgeprägt ist[31]). Hier ist die Flanke eines Faltengebirges unter Wasser gesetzt, so daß nun die äußersten Ketten nur in langgestreckten, der Küste parallel gereihten Inseln auftreten, die durch die ehemaligen Längstäler, die „Valloni" oder „Canali" der Dalmatiner, getrennt sind. Die letzteren sind im allgemeinen tiefer als die Querzugänge, unter denen manche wohl ehemaligen Querausgängen der Täler, andere den Sätteln der untergetauchten Ketten entsprechen. In kleinen Verhältnissen tritt die nämliche Form an der Küste Kaliforniens auf, wo die Bucht von S. Francisco ein überflutetes Längstal ist, das mittels eines Durchbruchtales mit dem Meer in Verbindung steht[32]).

6. Buchtenarme Küsten. Verfolgt man nunmehr die gebirgigen Längsküsten der Erde, so fallen gegenüber dem eben beschriebenen Reichtum der Gliederung lange Strecken durch Mangel an Buchten auf. Ungunst einer bis zur Küste reichenden Talbildung ist vielfach Schuld. Teils tritt die Wasserscheide zu nahe, so daß nur kurze Gehängetälchen sich bilden können wie an der Binnenseite des Japanischen Meeres (Mandschurei und Korea, Taf. 39), teils liegen ungünstige klimatische Ursachen vor. An der Westseite der Kontinente treffen wir in subtropischen Breiten regenarme Strecken dort, wo (aus später zu erörternden Gründen, § 222, 2) kalte Strömungen die Küsten bestreichen. So versiegen die von den Andenkämmen des nördlichen Chile herabkommenden Flüsse, ehe sie die Küste erreichen (Stielers Handatl., Taf. 97). Ähnliche Verhältnisse kehren in Kalifornien und an der Westküste Afrikas wieder.

7. Als glatteste Küste muß die Kliffküste[33]) dort entstehen, wo gleichartig hartes Gestein von der Brandung erreicht wird und Küstenströmungen die abgenagten Gerölle entfernen. Klippen zeugen oft davon, daß die Abrasion der Küstenterrasse noch nicht vollendet ist. Es ist besonders die obere Kreide, die zur Kliffbildung neigt, weil sie sich leicht unterwaschen läßt.

---

[30]) Penck (II, 568 ff.) schlägt für diese Form den von Mallorca hergenommenen Namen Cala-Küste vor. — [31]) „Dalmatischer Küstentypus", s. v. Richthofen, Führer, 308. — [32]) N. S. Shaler, The geol. history of harbours (XIII. Rep. Geogr. Surv. 1891/92, Wash. 1893, 200). Kleinere Wiederholungen der gleichen Buchten s. Stieler, Taf. 83. — [33]) Penck II, 554.

Die Falaisen[34]) der Normandie mit den Calvados Klippen (Taf. 29), die Kreideküste von Dover oder von Rügen (Stubbenkammer) gehören hierher. Jedoch auch diluvialer Geschiebelehm wie im ostpreußischen Samland (Taf. 20) kann zur Kliffküste ausgearbeitet werden; solche weichen unter unseren Augen rasch landeinwärts zurück (S. 350).

8. Rundbuchtküsten. Die Küstenstrecken, welche ihre reichere Ausgestaltung der Meeresarbeit verdanken, verraten sich durch Buchten, die ganz im Gegensatz zu den eben beschriebenen schmalen und tief eingreifenden eine Bogenform haben, welche aber selten den Halbkreis erreicht.

Die Küste von Algier (Taf. 27 u. 28) zeigt diese offenen Rundbuchten in ausgesprochener Form[35]). Sie gilt als eine infolge der Nord- und Nordweststürme dem Wogenandrang im hohen Grade ausgesetzte Küste. Flußniederungen geben den Anlaß zur Buchtbildung. Härtewechsel des Gesteins erklärt, daß einzelne Buchten hinter mächtigen Felsvorsprüngen, unter deren Schutz die Hafenstädte gebaut sind, zurückweichen. An Rundbuchten sind aber auch fast alle Küsten des westlichen Mittelmeeres reich, vor allem die vulkanische Innenseite des apenninischen Gebirgsbogens, wo sie als Senkungsfelder gelten können. Während Süditalien noch scharf ausgeprägte Rundgolfe besitzt wie die herrliche Bucht von Neapel, hat die Meeresanschwemmung die nördlichen meist schon ausgefüllt und ausgeglichen. Indem küstennahe Inseln (M. Argentario) bei diesem Vorgange landfest werden, entstehen Rundbuchten vor einer Schwemmlandküste (Taf. 27). So erklärt man sich auch die Bucht von Tokio in Japan (Taf. 39); die große südöstlich gelegene Insel Kadzusa soll von Norden her landfest geworden sein.

§ 187. Schwemmlandküsten[36]). Sand- und Schlickmassen sind es, die diese Küsten aufbauen, die ersteren mehr dem Meeresboden, die anderen mehr den Flußsedimenten entnommen. Ausgedehnte Schwemmlandküsten können sich daher nur da bilden, wo diese Baumaterialien in reichlicher Menge dauernd zur Verfügung stehen. Die Küstenströmungen lagern sie dann vom Fundort ab an weiten Küstenstrecken entlang, gleichviel ob diese letzteren Flachland oder steiler ansteigendes Land sind (s. o. S. 356).

So entnimmt die Küstenversetzung längs der atlantischen Schwemmlandküsten Nordamerikas vom Kap Cod an südwärts das Hauptmaterial dem in der Eiszeit vor der Küste von Maine abgelagerten Moränenschutt[37]). Dagegen liefert es der Amazonas für die mächtigen Anschwemmungen an der nördlich davon gelegenen Küste von Guayana, da nordwärts gerichtete Strömungen diese begleiten.

1. Die einfache, glatt verlaufende Dünenküste, die sich an Flachland anlegt, ist, weil an ihr meist auch der Meeresboden seicht und reich an Sandbänken ist, in ihrer Hafenlosigkeit eine der ödesten Formen der Landumrandung. Indem die Brandung sich weit vom Strande über den Bänken bricht, ist die Dünenküste für die Schiffahrt eine der gefährlichsten.

Solche unnahbare Dünenküste ist die „eiserne Küste" im NW. Jütlands, die allerdings erst im Laufe der Zeit durch Ausfüllung von Buchten und Abschleifung der Vorsprünge diese Form angenommen hat[38]); eine gleiche zieht sich in mehr als 1000 km Länge an der Westküste Nordafrikas hin.

---

[34]) Jules Girard, Les Falaises de la Manche. Paris, 1907. — [35]) Th. Fischer, Küstenstudien aus Nordafrika (Pet. Mitt. 1885, 409 ff. und bes. 1887, 1 ff.). — [36]) S. Philippson u. Weule (s. o. S. 463, Anm. 1). — [37]) N. S. Shaler (s. Anm. 32, p. 164). — [38]) A. Jessen, 1899, vergl. Pet. Mitt. 1903, LB. 356.

2. Die Uferwälle, die sich zu dünenbedeckten Nehrungen erweitern, haben nach außen hin einen äußerst glatten Verlauf, sind an der Innenseite, wo unregelmäßiger Wellenschlag sie bearbeitet, oft gefasert und zerfranst. Bleibt zwischen dem alten Festlandufer und der Nehrung eine Vertiefung zurück, in der sich Strandseen sammeln oder erhalten können, so bezeichnen wir dies als Haff- oder Lagunenküste[39]). Sie ist bald geschlossen, wenn wie in Hinterpommern oder an der französischen Küste der „Landes" abflußlose Strandseen wie Perlen aufgereiht hinter dem Uferwall zurückbleiben, bald gewährt sie dem Mündungsbecken eines Flusses, das die Nehrung abgedämmt hat, einen Ausgang (preußische Küste). Nur eine Abart ist die Limanküste, bei der die Küstenanschwemmung sich quer vor einen noch im Flußtal gelegenen Mündungstrichter legt, so daß die Achse des Strandsees senkrecht zur Küste steht[40]).

Der Name Liman ist dem Vorkommnis an der Küste Bessarabiens entnommen (Taf. 26). Reich an Limanen ist auch die Süd- und Ostküste der Vereinigten Staaten (Mobile Bai ö. v. New-Orleans, Taf. 43). — Vor der heutigen Ansetzung von Schwemmland wird man eine Periode der Senkung für die Küsten annehmen müssen, in der die Mündungen durch die Gezeitenströme zu Trichtern ausgeweitet sind. Die Chesapeake Bai ist einer der großartigsten Limane.

3. Größere Unregelmäßigkeiten der Umrißlinien der inneren Küste hinter dem Dünenwall lassen meist auf stattgehabte Bodensenkung schließen. Das Meer überspült das Land nur in den tiefsten Stellen, den Bodden (S. 357). Solcher Boddenküste begegnen wir in den Gewässern von Rügen und Vorpommern hinter dem einförmigen Wall von Zingst oder am Pamlico Sund (bei Kap Hatteras in Nordamerika, 35° N. Br., Taf. 43).

4. Wird in Gezeitenmeeren die Dünenkette durch Sturmfluten zerstört, so daß das Meer in zahlreichen Durchlässen den dahinterliegenden Boden mit seinen Sedimenten überfluten kann, während der Ebbestrom breite Täler in ihn furcht, so sprechen wir von einer Wattenküste. Eine solche begleitet die deutschen Ufer der Nordsee. Die friesischen Inseln sind die Reste des zerstörten Dünenzuges[40a]). Positive Strandverschiebung läßt die Wattenküste immer weiter landeinwärts schreiten, und lokale Senkungen, die Folgen mächtiger Sturmfluten, verleihen solchen Küsten oft einen buchtenreichen Verlauf der Strandlinie (Jadebusen, Dollart, Süder-See, Taf. 18).

5. Doch auch die Außengliederung fehlt der Schwemmlandküste nicht ganz. Die hakenförmigen Nehrungen der Halbinsel Hela bei Danzig oder des Cap Cod[41]) an der Küste von Massachusetts sind Bildungen, die nur bei ganz besonderen Verbindungen der Küstenströmungen und Winde sich bilden, meist aber an älteren, wenn auch ganz flachen Vorsprüngen ansetzen. Dazu treten dann die Flußalluvionen, die in Form der Deltas aus der Küstenlinie herauswachsen, so lange sie der ausgleichenden Küstenversetzung entgegenarbeiten. Stillere Buchten, in die sedimentreiche Flüßchen münden, werden dadurch oft von flachen Schwemmlandbuchten umsäumt[42]).

[39]) Weule (Anm. 1), 232, Shaler (Anm. 32), 165, G. Braun (Anm. 1) 112 ff. Der italienische Ausdruck Lagune wird von einigen dem Salzwasserstrandsee vorbehalten. — [40]) N. Sokolów, Über Entstehung der Limane Südrußlands, (Pet. Mitt. 1896, LB. 693). — [40a]) W. Behrmann (Die ostfriesischen Inseln, Ann. d. Hydr. 1921, 79—93) sieht in ihnen weniger Zerstörungsformen einer alten Nehrung, als Aufbauformen, wie sie der Flachküste des Gezeitenmeeres mit den in der Nordsee herrschenden Winden, Wellen und Strömungen entsprechen. — [41]) F. P. Gulliver in Shoreline Topography mit Abb. (s. o. Anm. 1); G. Braun (Anm. 1), 126 ff. — [42]) A. Philippsons potamogene Schwemmlandsküsten (s. Anm. 1).

6. Die Korallenriffe. Zahlreiche Küsten der tropischen Meere, hohe und niedrige, Felsenküsten und Schwemmlandgestade sind in größerer oder geringerer Entfernung von Kalkriffen umsäumt, die ihre Entstehung den riffbauenden Korallentieren verdanken. Wir kommen auf die Frage der Bildung bei den Korallen-Inseln zurück (§ 194). Zuweilen als Saumriffe hart an der Küste beginnend, bleiben die Riffe meist als Wallriffe durch einen freien Kanal von ihnen getrennt, der bald nur einige hundert Meter, bald 10—20 km (Kaledonien), bald mehr als 30 km breit ist, wie bei dem großen Barriere-Riff, das die Nordostküste Australiens begleitet (Taf. 40). Bis an die Meeresoberfläche ansteigend, liegt das klippenreiche schmale Riff bei der Ebbe oft trocken und bildet für die Küste einen Außenstrand, an dessen steilem Abfall sich die Brandung bricht. So bildet das Riff auf der einen Seite eine Schutzwehr für viele der Zerstörung sonst preisgegebene Küsten. Das Wallriff gewährt im ruhigen Kanalwasser eine Schiffahrtsstraße von genügender Tiefe, aber der Zugang zur Küste kann oft nur auf weitem Umweg und durch gefährliche Engen erreicht werden. Wo Süßwasser ins Meer gelangt, sterben die Tiere ab, und so öffnet sich auf diese Weise eine Lücke im Riff. Senkt sich die Küste, so rücken die Riffe in größere Entfernung von der Küste. Man hat aber auch an zahlreichen Küsten echte Korallenbänke von 20—30 m Mächtigkeit zwischen dem stufenförmig ansteigenden Land gefunden, ein unzweideutiges Zeichen, daß dort eine negative Strandverschiebung vor sich gegangen ist.

§ 188. Die Seehäfen[43]). Längs der Schiffahrtsküste (S. 469) erhalten die Häfen als Ruhepunkte des Verkehrs die gleiche Bedeutung wie die Pässe in den Gebirgen. Es müssen sich eine Reihe von Bedingungen vereinigen, um einen Küstenpunkt zu einem guten natürlichen Seehafen zu gestalten. In erster Linie Schutz vor den Seewinden und mehr noch vor der Meeresdünung, worunter man die durch den Wind aufgerührten und von fernher in windstilles Gebiet fortgepflanzten Meereswellen versteht, und leichte Zugänglichkeit des Hafenbeckens vom Meere aus; in diesem nicht zu tiefer (am besten 10—100 m), weder rein felsiger, noch zu weicher Ankergrund; am Lande Platz zu Ansiedelung und Hafenanlagen. Die letzten Punkte betreffen die Gestalt der eigentlichen Hafenbecken, die ersten die nicht minder wichtige Exposition ihrer Öffnung gegen die herrschenden Winde und namentlich die Richtung der Küstenversetzung (S. 351). Häfen sind sozusagen höchst

[43]) v. Richthofen, Führer, 316 ff.; O. Krümmel, Die Haupttypen der natürlichen Seehäfen (mit Kärtchen, Globus LX, 1891, Nr. 21 und 22), bes. N. S. Shaler, The geogical history of harbours, in XIII. Ann. Rep. of the U. S. Geol. Survey, 1891/92, Wash. 1893, 99—210, mit Tafeln; s. d. Auszug im Globus, LXVIII, 1895, 230—238 von G. Greim. Das kartographische Quellenmaterial bieten die Seekarten. Spezialkarten von etwa 40 Häfen in Stielers Handatlas (1 : 150000 bis 1 : 1500000) und von mehr als 100 (allerdings oft in zu kleinem Rahmen) in J. Perthes See-Atlas v. H. Habenicht, Gotha seit 1894 oft neu ausgegeben. Neben den Segelanweisungen bieten wichtiges Material zu Hafenbeschreibungen die Annalen der Hydrographie, herausgeg. v. d. Deutschen Seewarte (seit 1873), ferner das leider unvollendete Werk von J. C. Jülfs und F. Balleer, Die Seehäfen und Seehandelsplätze der Erde in hydrogr., nautisch, und commerz. Beziehungen, I. 1870, II. 1875, III. 1878 (es fehlt Afrika und Europa außer Frankreich, Spanien u. Portugal). Das mit vielen Planskizzen reich ausgestattete Sammelwerk von A. Dorn, Die Seehäfen des Weltverkehrs, 2 Bde., Wien 1891, geht auf die natürlichen Hafenverhältnisse fast gar nicht ein.

feinfühlige Organe der Küstenlinie; Kunstbauten wie Hafendämme (Molen) und Wellenbrecher können viele schutzlose Häfen verbessern, Ausbaggerungen die Fahrrinnen vertiefen. Aber gegen dauernde Küstenversetzung kämpft der Mensch meist vergeblich, wenn ihm nicht gleichzeitig eine Küstensenkung (positive Strandverschiebung) zu Hilfe kommt. Zahlreiche Hafenplätze sind diesen Küstenmächten bereits zum Opfer gefallen, indem sie zugebaut und ins Binnenland gerückt sind (Ravenna, Adria).

Zur Ausnutzung können die günstigen Bedingungen eines Hafens erst gelangen, wenn auch das Hinterland leicht erreichbar ist oder nahe Gegengestade zum Verkehr anreizen. Wann sich in einem solchen der Verkehr entwickelt und wie lange er anhält, hängt weiter von historischen Momenten und kulturellen Verhältnissen der umwohnenden Völker ab, die an dieser Stelle nicht zur Erörterung stehen. Doch darf daran erinnert werden, daß eine Reihe der schönsten Häfen der Welt erst im 19. Jahrhundert überhaupt in Benutzung genommen sind (S. Francisco, Port Jackson bei Sydney in Neu-Südwales, Auckland auf Neu-Seeland usw.).

Leicht lassen sich die hafenreichen von den hafenarmen Küstenstrichen unterscheiden. Alle die, an denen zahlreiche größere Flüsse münden oder ehedem Talbuchten in sie schnitten, sind um so mehr durch Hafenreichtum ausgezeichnet, je mehr eine nachmalige Küstensenkung die letzteren erhalten hat. Denn diese können auch von den hafenfeindlichen marinen Anschwemmungen selten ganz brach gelegt werden. Anders die ungegliederten flußlosen Küsten oder solche Flachküsten, an denen sich die Strandlinie weit von den Flußmündungen zurückgezogen hat.

Hierbei darf man unter gehobenen oder unter das Wasser gesenkten Küstenstrichen nicht etwa nur solche verstehen, die heute die Erscheinungen negativer oder positiver Strandverschiebung darbieten. Maßgebend ist, ob seit der Zeit des Einschneidens des Tales, das nur auf dem trockenen Lande vor sich gehen konnte, eine Senkung eingetreten ist, welche die Flußmündungen unter den Meeresspiegel brachte.

Als hafenarm muß hiernach von vornherein die amerikanische Westküste zwischen den nördlichen und südlichen Fjordstrecken, als hafenarm ganz Afrika und Arabien, desgleichen Australien (vom gebirgigen Südosten abgesehen) gelten. Auf viele Hunderte von Kilometern findet sich oft kein günstiger Hafenplatz, deren man an der atlantischen Seite Nordamerikas, an den Küsten Europas und Ostasiens viele Dutzend oft nahe beieinander zählt. Im einzelnen sind jedoch auch hier die Küstenstriche in ihrer wechselnden Richtung sehr verschieden bedacht und schwer ist es, die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Einzelformen in wenige Gruppen zusammenzufassen [44]). Wir wollen in unserem Überblick von den ungünstigsten Formen zu den bevorzugten Häfen fortschreiten.

1. Hafenlos und schwer nahbar sind die meisten einfachen Flachküsten. Hier müssen offene Reeden den Hafen ersetzen, weit vom Strand gelegene Ankerplätze, mit denen der Verkehr vom Lande aus durch Boote und Leichterschiffe oft über die gefährlichsten Brandungen hinweg vermittelt werden muß.

[44]) Die Einteilung Krümmels in Aufschüttungs-, Einbruchs- und Mündungshäfen gewährt, da die beiden ersten Gattungen selten rein auftreten, nicht ausreichend Anschauung.

Die ostafrikanischen Kolonien haben fast nur offene Reeden. In Batavia, Madrás, Kolombo[45]) auf Ceylon haben erst in der neueren Zeit riesige Molen und Wellenbrecher die offenen Reeden in künstliche Häfen verwandelt.

2. Offene Buchthäfen. An wenig gegliederten Steilküsten gewährt jede nicht zu flache Rundbucht gegen einige Quadranten der Windrose Schutz. Es hängt ganz von der Exposition der Buchtöffnung gegenüber der Hauptwetterseite ab, ob sie als geschütztes Hafenbecken gelten kann oder nicht.

Valparaiso[46]) (Taf. 44) ist nur gegen N- und NW-Winde ungeschützt, die aber von kurzer Dauer sind. Ähnlich liegt die Kapstadt[47]), die unter NW-See leidet. Die Bucht von Panama, obgleich nur eine offene Reede gewährend, gilt bei der Abwesenheit jeglicher Stürme als vollkommen sicher. Die Häfen der algierischen Küste sind sämtlich zum Schutz vor W- und NW-Stürmen an der Westseite der dortigen Rundbuchten gebaut (Taf. 27 u. 28), haben aber unausgesetzt mit der eindringenden Küstenversetzung zu kämpfen[48]). Cherbourg, der französische Kriegshafen an der offenen Nordküste der Normandie, ist trotz des riesigen Wellenbrechers den Gezeitenströmen des Kanals ausgesetzt[49]).

3. Als Wall- oder Dammhäfen kann man füglich nur die Punkte bezeichnen, die erst durch einen natürlichen Wall an sonst hafenloser Küste den Schiffen eine Zufluchtsstätte bieten. In der Mehrzahl der Fälle wird dieser Wall durch eine kleine Küsteninsel gebildet. Das bietet oft Anlaß zum Bau von Inselhäfen, die sich der Küste gegenüber auf der Innenseite des nahe vorgelagerten Inselchens erheben.

Der Hafen von Calláo[50]) ist durch die 8 km lange Insel San Lorenzo geschützt. Tyrus (Sur) und Sidon (Saida) in Phönizien waren Inselhäfen auf jetzt landfest gewordenen Küsteninselchen[51]) (Taf. 37). Der Hafen von Victoria liegt auf der Innenseite der Insel Hongkong[52]) der chinesischen Küste gegenüber, Bombays[52]) Hafen ist auf der Ostseite der gleichnamigen Insel dem Lande zugekehrt. Eine der größten Reeden der Welt (Spithead) wird durch die Insel Wight an einer sonst schon hafenreichen Stelle der englischen Südküste geschützt. Bei Honolulu[53]) übernimmt ein langes Korallenriff den Schutz des Hafens.

Wird der Damm von einer Nehrung gebildet, so ist oft die Wassertiefe der dahinter liegenden Lagune, welche den Hafen bilden sollte, zu gering zur ausgiebigen Ausnutzung des Beckens. Venedig ist der bekannteste Lagunenhafen[54]) (Taf. 27), der aber den heutigen Großschiffen nicht mehr voll genügt.

4. Flußmündungshäfen herrschen begreiflicher Weise nur an Flachküsten vor, da sich die Flüsse der Niederung zuwenden. Sie haben im allgemeinen vor den bisher besprochenen den Vorzug voraus, in der Talrinne einen Zugang zu besitzen, welcher Vorteil freilich oft durch eine Flußbarre aufgewogen wird (S. 357). Mit Schwierigkeiten haben besonders die Deltahäfen zu kämpfen. Das in Flußarme geteilte Wasser spült die Rinnen nicht tief genug aus. Kunstbauten können jedoch durch Abdämmen einzelner jener Kanäle den Hauptstrom in einen derselben zwängen, der nun die Austiefung selbst besorgt.

---

[45]) Seeatlas (s. Anm. 43), Tafel 18 u. 19. — [46]) Stielers Handatlas, Taf. 99, 1:150000. — [47]) Seeatlas, Taf. 24, 1:150000. — [48]) Th. Fischer, (s. o. Anm. 35); Algier im Seeatlas, Taf. 18, 1:150000. — [49]) Krümmel, a. a. O., mit Karte, 1:75000. — [50]) Stieler, Taf. 99, 1:300000. — [51]) Krümmel, a. a. O., 1:100000. — [52]) Seeatlas, Taf. 18 u. 21, 1:150000 bezw. 500000. — [53]) Seeatlas, Taf. 22, 1:300000. — [54]) Seeatlas, Taf. 18, 1:150000.

So hat man die Sulina des Donaudeltas für große Seeschiffe neu geöffnet (Taf. 26), und Neu-Orleans[55]) ist in gleicher Weise wieder zugänglich geworden. In manchen Deltas muß jedoch der Haupthafen an einen Seitenarm verlegt werden, dessen Mündung von der Seeseite durch den Gezeitenstrom ausgetieft wird. Kalkutta am Hugli und Saigon im Delta des Mekong (Taf. 38) sind solche Fluthäfen im Stromdelta. Indus dagegen und Magdalenenstrom haben keine eigentlichen Mündungshafen; ein naher Küstenpunkt, dort Karratschi, hier Sabanilla[56]) muß ihn ersetzen. Ähnlich liegt Alexandrien im Verhältnis zum Nildelta seitwärts von dem westlichen Hauptarm.

Die Flußhäfen gewähren vor den anderen den Vorteil, daß sie viel tiefer ins Binnenland eingreifen. Flußmündungen sind Einstülpungen der Küstenlinie. Daher besitzen viele Flußhäfen eigene Vorhäfen an der Außenküste, sei es, daß die alten Flußhäfen für größte Seeschiffe nicht mehr zugänglich sind — St. Nazaire bildet für Nantes an der Loire, Bremerhaven für Bremen den Vorhafen —, sei es, daß in ihnen die Flut abgewartet wird (Cuxhaven), welche die großen Schiffe zum Haupthafen hinauftragen soll. Längs der flachen Doppelküsten mit ihren Haffen und Limanen liegen solche Vorhäfen an der Durchbruchsstelle der Nehrung (Swinemünde für Stettin und Pillau für Königsberg, Taf. 20).

5. Als Fluthäfen[57]) mögen der Kürze wegen alle diejenigen zusammengefaßt werden, deren Zugang durch den Gezeitenstrom offen gehalten wird (S. 352). Neben den wichtigsten Mündungshäfen an den Küsten des nordatlantischen Ozeans gehören hierher auch zahlreiche Riashäfen (Coruña, Santander[58]), Brest), bei denen der Wechsel von Ebbe und Flut die Trichterbucht erweitert hat. Ja auch Wattenhäfen dürfen zu den Fluthäfen gerechnet werden, weil, wie beim Jadebusen (Wilhelmshaven), der Ebbestrom die Gassen in den weichen Schlickmassen offen hält, und ebenso zahlreiche scheinbar verschlossene Limanhäfen. Es bedarf auf europäischer Seite kaum der Beispiele für die großen Fluthäfen. Beachten wir nur, wie vielfach der ursprünglich tief eingeschnittene Talweg diesen Häfen zugute kommt.

Wie in England Liverpools Vorzüge hierin zu suchen sind[59]), so treten solche besonders bei den nordamerikanischen Häfen von Neu-York bis Richmond (Taf. 42) hervor. Bei Neu-York[60]) mündet ein ungemein tiefer, weit hinauf für die größten Seeschiffe zugänglicher Fluß, der Hudson, inmitten einer untergetauchten Moränenlandschaft. Das in diese eingeschnittene Flußtal bildet zwischen mächtigen Sandbänken und niedrigen Inseln den gewundenen Zugang zur Neu-Yorker Bucht. Auch in der Chesapeake Bai bilden solche untergetauchte Täler die vom Ebbestrom offengehaltenen Fahrtrinnen.

6. Die geschlossenen Buchthäfen sind sehr verschiedenen Ursprungs, daher nur teilweise an bestimmte Küstenstrecken gebunden. Die meisten bilden ausgezeichnete Häfen.

Natürliche Hafenbecken von einheitlichem Bau bildet der eingestürzte Krater, falls das Meer in ihn Zugang erhält — Aden[61]) an der arabischen Küste und Lyttel-

[55]) Seeatlas, Taf. 22, 1 : 300000, bezw. 1 : 3000000. — [56]) Stieler (1889), Taf. 95, 1 : 750000. — [57]) v. Richthofen, Führer, 320. — [58]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 23. 1 : 500000. — [59]) Krümmel, a. a. O. — [60]) N. S. Shaler (s. o. Anm. 43), 171 ff., Seeatlas, Taf. 10, 1 : 500000. — [61]) S. Krümmel, a. a. O.

ton[62]) in Neuseeland sind solche Kraterhäfen —, ebenso die Korallenlagune (Atollhafen)[62]). — Auch landfest gewordene Inseln können gelegentlich eine rings geschützte Hafenbucht erzeugen, wie die von Tokio (Atlas, Taf. 39). — Unter den Talbuchten sind die sichersten und geräumigsten solche, die sich hinter einer durchbrochenen Küstenkette öffnen, wie Rio de Janeiro[63]) und San Francisco[64]), deren Häfen an der Innenseite der untergetauchten Talmulden liegen. Diesen schließen sich die mannigfach verzweigten Riasbuchten an, sobald sie tief genug untergetaucht sind. Port Jackson mit Sydney[65]) ist ein ganzer Komplex herrlicher Hafenbuchten. Den Hafen von Boston[66]) schützen daneben taschenartige Schwemmlandsbuchten von beiden Seiten vor Versandung. — Vermöge ihrer Tiefe und des lockeren Ankergrundes sind die Föhrden meist prächtige Hafenbuchten (Kiel), während die Fjorde oft zu tief zum Ankern sind, auch an ihren Steilgehängen selten Raum für Ansiedelungen tragen. Christiania und Drontheim sind die einzigen norwegischen Häfen von Bedeutung im Innern von Fjorden (Taf. 31). Die Mehrzahl der Häfen an Fjordküsten zieht, von Felseninseln geschützt, die Außenküste mit dem flacheren Ankergrund vor[67]) (Bergen, Vancouver).

§ 189. Die Inseln[68]). Den Gesichtspunkt der Lage im Verhältnis zu den Festländern der Erde in den Vordergrund stellend, haben wir früher (S. 279) die Inseln in kontinentale und echt ozeanische unterschieden. Es handelt sich jetzt um den Nachweis der verschiedenartigen Natur der Inseln, welche durch die Lagenverhältnisse bedingt ist.

Hierbei haben wir unser Augenmerk zunächst auf die Breite und Tiefe der trennenden Meeresarme und den Sockel, auf dem die Inseln ruhen, zu richten, nicht weniger jedoch auf den Bau und die geologische Zusammensetzung dieser Landstücke. Da erweisen sich denn die einen als echte Bruchstücke benachbarter oder weiter entfernter Erdteile, die andern als ursprüngliche, dem Meeresboden entwachsene Inseln, die vorher niemals Bestandteile des Festlandes waren. Dieser Gegensatz, je nach der Entstehung, welchen man wohl als obersten Einteilungsgrund für die Inselsysteme in Vorschlag gebracht hat[69]), deckt sich nicht mit obigem, den uns ein Überblick über die räumliche Gruppierung der Formen der Erdoberfläche nahe legt. Als ursprüngliche Inseln kennen wir einmal Schwemmlandbildungen ausschließlich an die Küsten gebunden, sodann Koralleninseln auf die tropischen Meere beschränkt, und endlich Vulkaninseln sporadisch in allen Meeren auftretend. Fast ausnahmslos erreichen sie nur eine geringe

---

[62]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 19, 1 : 1500000. — [63]) Seeatlas, Taf. 10, 1 : 500000.— [64]) Seeatlas, Taf. 21, 1 : 500000, s. Shaler (Anm. 43), S. 476. — [65]) Seeatlas, Taf. 21, 1 : 150000. — [66]) Seeatlas, Taf. 10, 1 : 500000; s. Shaler (Anm. 43), S. 476. — [67]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 19, 1 : 1500000).

[68]) Eine Geschichte der Inselsysteme gab F. Hahn in seinen „Inselstudien", Leipzig 1883, welches Werk wertvolle Angaben über viele einzelne Inseln enthält, aber in der Gruppierung nicht glücklich ist. Es werden tektonische, Erosions- und Aufschüttungsinseln unterschieden. Die vulkanischen Inseln figurieren aber unter den tektonischen, deren Unterabteilungen nach dem Grade der Beteiligung vulkanischer Aufschüttung gebildet werden. Es fehlen also auch alle Beziehungen zur Lage. Die Grundlagen der allgemeiner befolgten Klassifizierung hat Friedr. Hoffmann (Phys. Geogr. 1837, 103—135) gegeben; vergl. hierzu v. Richthofen (Zeitschr. f. wiss. Geogr. III, 1882, 240). Ohne hiervon Kenntnis zu haben, stellten Peschel (Neue Probleme, 2. Aufl., 1876) und A. R. Wallace (Island Life, 1880) ähnliche Systeme auf, die A. Kirchhoff (Zeitschr. f. wiss. Geogr. III, 169) zweckmäßig abänderte. Mehr ins einzelne gehen v. Richthofen (Führer, 380 ff.) und Penck (Morph. II, 630), ohne jedoch alle bekannten Inseln den vorgeschlagenen Systemen einzuordnen. — [69]) A. Kirchhoff (s. vor. Anm.).

Größe. Sieht man von Island (103000^{qkm}) zunächst ab, so kennen wir keine ursprüngliche Insel von mehr als 12000^{qkm} (Hawaii); weitaus die meisten sind verschwindend klein.

Wie nun gelegentlich einzelne solcher ursprünglichen Eilande zwischen kontinentalen Inseln auftreten, so fehlen auch diese letzteren unter den weit von den Festlandsländern ausgebreiteten ozeanischen Inselschwärmen nicht ganz. Sie erregen als sogenannte Restinseln[70]) unser besonderes Interesse, weil der aus archäischen oder sedimentären Gesteinen zusammengesetzte Bau, der in seinem verschwindenden inselförmigen Auftreten unerklärlich ist, uns zwingt, diese Inseln als Reste einst größerer kontinentaler Gebilde aufzufassen. Es ist jedoch damit noch nicht gesagt, daß es sich um ganze verschwundene Kontinente dabei handeln müßte; weit entfernte Außenränder der heutigen Festländer können dadurch angezeigt sein.

Der biologische Gesichtspunkt[71]). Man hat auch den Versuch gemacht, alte und junge Inseln zu trennen, welche Unterscheidung für den Gebirgsbau so maßgebend geworden ist (§ 154). Das ist bei den ursprünglichen Inseln leichter als bei den kontinentalen. Da sich bei diesen in den seltensten Fällen schon jetzt die Zeit — geologisch gesprochen — bestimmen läßt, in welcher die Trennung vom Mutterkörper erfolgt ist, so hat man die Rätsel durch den biologischen Befund der Inseln zu lösen gesucht, d. h. durch Ähnlichkeit oder Abweichung ihrer Pflanzen- und Tierwelt im Verhältnis zu denen der Nachbargebiete (§ 271).

Ursprüngliche Inseln werden sich immer durch größere Armut der Lebewesen kennzeichnen. Es hängt von ihrer Lage in Rücksicht auf Meeresströmungen und Windrichtungen ab, ob und von welchen Gegenden aus sie allmählich bevölkert wurden. An den kleinen durch den Krakatoa-Ausbruch i. J. 1883 in der Sunda-Straße entstandenen Inselchen, die sich schon bald mit Samen bedeckten, läßt sich der Vorgang derartiger Besiedelungen verfolgen. Säugetiere und Amphibien fehlen den ursprünglichen und solchen flachen Inseln festländischen Ursprungs, die durch Sturmfluten völlig überspült werden können (die Halligen an der holsteinischen Westküste). Vögel und Insekten dagegen haben Mittel, durch Eigenbewegung oder getragen von den Stürmen auch weit entfernte Inseln zn bevölkern. Die Azoren empfingen ihre Fauna von Europa, die Bermudas von Amerika trotz einer Entfernung von mehr als 1000^{km}.

Jede Isolierung ermöglicht, wie es scheint, den Lebewesen die Keime zur Abänderung rascher zu entwickeln als bei der ungehinderten Vermischung mit der Masse der Stammesgenossen in einem weiten Verbreitungsgebiet, die immer ausgleichend wirkt. Daher treten auf den Inseln leichter sogenannte endemische (einheimische) Formen von Pflanzen und Tieren (§ 270) auf, d. h. solche, die sich durch irgendeine Eigentümlichkeit von den verwandten benachbarter Landstriche abheben und nur in dem betreffenden Lande auftreten. Zu ihrer Ausbildung gehört aber auch Zeit, weshalb ein ausgeprägter Endemismus für eine lange Isolierung der Inselwelt spricht; er findet sich auf, biologisch gesprochen, alten Inseln.

---

[70]) Der Ausdruck Restinseln, ein von Kirchhoff vorgeschlagener Name im Gegensatz zu Abgliederungsinseln, erscheint zurzeit noch zweckmäßig, wo wir über manche Inseln noch nicht völlig im Klaren sind. — [71]) A. R. Wallace, Island Life, London 1880, ist für diese Frage noch immer das Hauptwerk.

Wenn Irland nur 22, England 40 Säugetierarten beherbergt, während Deutschland 90 zählt — bei Amphibien und Reptilien sind die Zahlen 4, 13, 22 (Belgien)[72]), — so spricht dies dafür, daß die Landbrücke zwischen Großbritannien und dem Festland zerstört ward, bevor die ganze kontinentale Tierwelt in jene Gebiete einwanderte, und daß Irland sich noch früher getrennt hat. Und wenn der Endemismus auf den britischen Inseln nur durch 3 Vogelarten, auf Hainan an der südchinesischen Küste durch 1 Säugetier- und 20 Vogelarten, auf Formosa sogar durch 14 Säugetier- und 43 Vogelarten vertreten ist[73]), so entnimmt man daraus, daß jene asiatischen Inseln weit länger schon vom Festland abgelöst sind als die britischen von Europa.

Neben diesen neu entstehenden Formen beherbergen jedoch auch viele Inseln solche, die auf den Festländern längst ausgestorben, d. h. ihren Feinden erlegen sind. Für im Kampf ums Dasein von der Natur nicht genügend geschützte Tierformen bilden Inseln wahre Zufluchtsstätten, weil ihre Verfolger, vor allem die vierfüßigen Raubtiere, ihnen hierhin nicht folgen können. Das ist seit dem Zeitalter der Entdeckungen für viele Inseln und Meeresküsten der Erde anders geworden. Der Europäer hat rasch die letzten Reste vergangener Tiergeschlechter ausgerottet. Auch diese alten Formen weisen auf Abtrennung der Inseln in früheren geologischen Epochen hin. Aber Vorsicht ist bei diesen Untersuchungen geboten.

Es sind besonders die großen flügellosen Vögel, die Kiwis von Hühnergröße und die von den Maoris ausgerotteten, aber in Skelettresten erhaltenen Riesenvögel, Moas (Dinornis), die Neuseeland als Zufluchtsstätte solcher älteren Tierformen kennzeichnen, ähnlich wie Madagaskar und die Maskarenen, wo man Reste eines straußartigen Riesenvogels (Aepyornis max.) gefunden hat. Wenn es sich bestätigt, daß die Funde auf Neuseeland 11 verschiedenen Arten der Dinornis angehören, während alle andern Straußenarten je für sich ein weites Verbreitungsgebiet allein beanspruchen[74]), so würde dies Neuseeland noch mehr zur Restinsel stempeln. Ebenso müßte der Nachweis, daß die gleichen flügellosen Vögel auf den kleinen Inseln im weiten Umkreis von Neuseeland wie den Auckland-, Chatam-, Norfolk- und Lord-Howe-Inseln vorkamen, unbedingt für den einstigen Landzusammenhang dieser Inseln mit Neuseeland sprechen. Noch ist dies aber nicht verbürgt[75]) und zur weitern Bestätigung des Zusammenhangs jener Inseln mit Neuseeland bedarf es genauerer geologischer Durchforschung.

Einteilung der Kontinentalinseln. Kehren wir zur geographischen Gruppierung der Inseln zurück, so mögen die unselbständigen Kontinentalinseln uns von den Küsten auf das Meer hinausleiten. Es ist besonders die Kleinheit, die sie nur als untergeordnete Trabanten der Festlandsränder oder der größeren Inseln erscheinen läßt. Nur wenige überschreiten das Maß von 10000 ^{qkm}. Daneben zeigt sich eine unmittelbare Abhängigkeit im Bau von dem nächst benachbarten Gelände. Zwar fehlen kleine Inseln auch unter den selbständigen Kontinentalinseln nicht, aber sie treten dann fast immer gesellig in der Form von Archipelen oder Inselkränzen auf, die deutlich zeigen, daß einst ein näherer Zusammenhang zwischen ihnen bestand. Und als Ganzes betrachtet weicht der Oberflächenbau einer Gruppe selbständiger Inseln ebenso wie der der größeren Kontinentalinseln von den Gegengestaden merklich ab.

---

[72]) A. R. Wallace, Island Life, 319. — [73]) Daselbst S. 373 ff. — [74]) Diese Ansicht geht auf Cpt. Hutton zurück (Trans. New Zealand Inst. VIII, p. 79, vergl. Wallace, 449). — [75]) Wallace (Island Life, 430) stellt es nur als Möglichkeit hin, daß man Reste jener flügellosen Vögel vielleicht noch finden könnte. Bis jetzt ist nichts derartiges gefunden.

§ 190. Die unselbständigen Kontinentalinseln gliedern sich leicht in eigentliche Küsteninseln und küstennahe Flachseeinseln.

1. Die Küsteninseln gehören der Gliederung desjenigen Küstenstriches an, vor welchem oder innerhalb welches sie gelegen sind, und spiegeln die Eigenart dieser Küsten wieder. Es gibt daher unter ihnen junge und alte, eben entstehende und dem Erlöschen nahe, angegliederte und abgegliederte Bildungen je nach den an der Küste örtlich tätigen Vorgängen.

Vor allem haben die niedrigen Schwemmlandinseln ein veränderliches Dasein, sobald sie sich nicht an einen festeren Kern des Erdreichs anschließen. Zuerst als Sand- oder Schlickbank aus dem Meer auftauchend, durch Aufwehungen während der Ebbezeit allmählich erhöht, besamen sie sich, so daß der Sand haftet und eine Schutzdüne entsteht. Es wandern von der nahen Küste manche Pflanzen und Tiere ein, der Mensch nutzt sie vielleicht als Weideplätze aus, durch Deiche ihre Küsten schützend, bis eine gelegentliche Sturmflut alles wieder hinwegwäscht und sie jedes lebenden Wesens beraubt. Die friesischen Inseln unserer Nordseeküste sind Reste eines allmählich zerstückelten Dünenwalles (S. 474: vergl. Anm. 40[a]), an der einen Seite meist mit einem Flecken von Marschboden bedacht.

Unter den gebuchteten Küsten sind es besonders die Fjord-, Rias- und Kanalküsten, die sich durch Inselreichtum auszeichnen. Stets stellen die Inseln in diesem Falle Erhebungen des nahe benachbarten Festlandrandes dar, in dessen Hohlformen das Meer eingedrungen ist. Sie sind also abgegliederte Inseln, deren äußere Gestalt und Anordnung eng mit der Küstenform zusammenhängt.

Länglich sind die Kanalinseln der dalmatischen Küste und ihr parallel gestellt, im S. deutlich die Änderung des Streichens in mehr ostsüdöstlicher Richtung der Höhenzüge längs der Küste mitmachend (Taf. 23). — Die Riasinseln pflegen die vorspringenden Landzungen, die die Buchten einschließen, oft reihenförmig fortzusetzen oder als Reste ehemaliger Zwischenrippen vor den Buchten zu lagern. Sie sind meist sehr klein. — Mehrere Inselhaufen, aus kleinen, niedrigen, glattgeschliffenen Felsenrücken bestehend, begleiten die Felsküsten einst vergletscherter Gebiete unter dem Namen der Schären (S. 471). Daneben sind die Fjordinseln unregelmäßige und oft sehr große Bruchstücke der Gebirgsabdachung, in welche die Fjorde eingeschnitten sind, von ganz verschiedener Größe, Gestalt und Anordnung, bald die ganze Küste in mehrfachen Reihen begleitend, bald sich in weiten Fjordmündungen anhäufend (Taf. 31). Enge und vielgewundene, aber tiefe und vor der Dünung geschützte Meeresstraßen scheiden sie voneinander und vom Festland.

2. Küstennahe Flachseeinseln heben sich durch größere Ausdehnung und weiteren Abstand von den Küsteninseln ab, erweisen sich aber nach ihrem Bodenbau und ihren Umrissen auch als unmittelbare Abkömmlinge des benachbarten Landes, von dem sie meist nur durch Transgression des Meeres, das tiefere Stellen des Geländes überflutet hat, getrennt worden sind.

So unterscheiden sich Rügen und die Dänischen Inseln mit ihren Rundbuchten und Kliffküsten im Osten und der zerfransten Innenseite in nichts vom jütischen Festland. Bornholm ist die Fortsetzung des Horstes von Schonen, die übrigen Ostseeinseln sind paläozoische isolierte Tafeln von gleicher Zusammensetzung wie die benachbarten Landstriche. Lofoten und der Kranz von Felsen-

inseln im Nordwesten Schottlands stehen in nächster Beziehung zum Gebirgsbau der nahe gelegenen Küsten.

Dieselbe Erscheinung küstennaher Flachseeinseln fehlt auch nicht am Rande von Ingressionsmeeren, wo die trennenden Meeresgassen wohl oft auf Bruchlinien zurückzuführen sind. Zahlreiche Inselchen, die doch der Küstengliederung nicht angehören, würden durch eine unbedeutende Senkung des Meeresspiegels sofort wieder landfest werden und sich als Zubehör benachbarter Festländer oder größerer Inseln erweisen.

Sie treten bald binnenständig wie die durch seichte Meeresstraßen von dem Hauptkörper getrennten Inseln Shikoku und Kiushiu in Japan auf, bald endständig wie im Lusiaden-Archipel an der Südostspitze Neuguineas (Taf. 40), bald seitenständig wie längs der Außenseite Sumátras, wo sie teilweise durch etwas tiefere Meeresstraßen von der Hauptinsel getrennt sind (Taf. 39). Wir rechnen hierzu auch die Mehrzahl der Inseln des Griechischen Archipels, namentlich die der kleinasiatischen Küste. Sie erheben sich sämtlich auf seichten Bänken, die halbinselartig vorspringen oder einzelne Buchten ausfüllen (Taf. 26). Desgleichen bilden die Inselhorste der Kykladen in doppelten Reihen die Fortsetzung von Euböa und Attika, teilweise durch etwas tiefere Rinnen voneinander geschieden.

§ 191. Die selbständigen Kontinentalinseln sind durchweg von Gebirgserhebungen durchzogen. Sie entbehren zwar nicht ganz flacher Gebiete, wie Irland und England und besonders Sumátra und Bórneo solche besitzen, aber der Gebirgsbau gibt ihrer Oberfläche doch den eigentlichen Charakter. Hiernach lassen sich die meisten Unterscheidungen, die bei Gebirgen und Küsten maßgebend waren, auch auf die Inseln anwenden und selbst mit ihrer Lage verknüpfen.

1. Als Längsinseln haben alsdann solche zu gelten, deren Körper aus dem System eines Faltenzuges derart herausgeschnitten ist, daß die Streichungsrichtung mit der Längsachse der Inseln übereinstimmt. Es sind also im allgemeinen Faltenschollen. Dies weist uns sofort auf die beiden großen Faltengürtel der Erde hin, denen zugleich die großen Inselbogen angehören.

Es entspricht der geschlossenen Form der inselarmen westamerikanischen Küste, daß die einzigen Kontinentalinseln dort nur in den höheren Breiten vorkommen und hier durch enge Fjordstraßen vom Mutterkörper losgelöst sind; man kann im Zweifel sein, ob man Feuerland und Vancouver — diese echt binnenständigen Inseln — nicht geradezu der Küstengliederung zurechnen soll. Randständig sind dagegen alle übrigen Längsinseln.

Der Kranz der Antillen bezeichnet den Nordrand Südamerikas, dem sich die Halbinsel Florida als ursprünglich fremdartiges Gebilde erst im Laufe der jüngsten Erdepoche genähert hat. — Sizilien, die Ionischen Inseln, Kreta und Rhodos sind ebenso randständige Längsinseln, wenn wir sie jeweilig im Faltenzuge betrachten, dem sie angehören. Auch Cypern ist Längsinsel. Mit den Andamanen, die geologisch und faunistisch dem Festland von Arakan nahe stehen, beginnen dann die asiatischen Inselgirlanden, die zum weitaus größten Teil aus Längsschollen bestehen. Ob hierbei das inselbegleitete Sumátra ein wenig mehr auf dem asiatischen Festlandssockel ruht als das an den Saum gerückte Java (Taf. 39), kann keinen Unterschied bedingen. Bis unsere Kenntnisse über den Bau der einzelnen Molukken und Philippinen vervollständigt sind, lassen sich auch diese Archipele als einzelne Systeme von bogenförmig geordneten Längsinseln ansehen, die

von den Gebirgen Borneos und Celebes ausstrahlend die Ränder tiefer Ingressionsbecken krönen. — Als randständige Längsinseln fassen wir in gleicher Weise Neuguinea, Neukaledonien, Neuseeland auf. Salomonen und Neuhebriden schließen sich als äußerster Kranz der australischen Kontinentalinseln an. Noch wissen wir nicht, wie Neupommern sich in dies System eingliedert.

Da die Mehrzahl der soeben aufgezählten Inseln den großen Bruchzonen der Erde angehören, so ist es nicht verwunderlich, daß sich sowohl einzelne vulkanische Inseln zwischen sie gesellen, als daß vulkanische Tätigkeit auf vielen zu mächtiger Entfaltung kommt (S. 415). Auf keiner mehr als auf Java, das neben zahlreichen Vulkangipfeln weite vulkanische Decken trägt. Aber diese Doppelreihe von Vulkanen ist einem tertiären Schichtensystem aufgesetzt, unter dem man auch die älteren Schiefer Sumátras wiedergefunden hat. — Außerhalb der jungen Faltengebirge dürfte nur Nowaja Semlja als echte Längsinsel angesprochen werden, da sie die Fortsetzung des Uralzuges ist[76]).

2. Vereinzelt sind im allgemeinen die Querinseln und meist von verwickelteren Umrissen.

Sie fehlen an Kreuzungspunkten der Inselgirlanden nicht ganz, wie denn Mindanao, die südlichste der Philippinen, und Jeso, die nördlichste der Japanischen Inseln (Taf. 39), als solche aufgefaßt werden könnten. Diese bestehen ebenso wie Neufundland aus einem System paralleler Falten. — Auch Sardinien und Korsika können mehr als Querhorste gelten, weil ihre Längsküsten eine Reihe der Falten schräg abzuschneiden scheinen. Tasmanien reihen wir gleichfalls hier ein, da dessen Faltenzüge nordnordwestlich streichend sich zwar in den kleinen Inseln der seichten Baß-Straße, aber nicht auf dem Festland unmittelbar fortsetzen.

3. Die Scholleninseln. Wie an Küsteninseln, so sind die großen das Meer erreichenden Tafelländer Indo-Afrikas auch arm an Kontinentalinseln.

Als größter Inselhorst begleitet Madagaskar Südafrika mit vollkommen selbständigem Gebirgssystem. Und als einzige größere Tafelscholleninsel von ähnlichem Bau wie das benachbarte Südindien ist Ceylon[77]) zu nennen, vom Gegengestade aus durch die fast zugeschwemmte Palk-Straße getrennt, nach außen mit steilem Abfall zur Tiefsee. — Einen Archipel von steilwandigen Scholleninseln bilden die arktischen Inseln Nordamerikas.

§ 192. Kontinentale Restinseln. Da alle kontinentalen Inseln einem Landverlust ihre Loslösung von den Festländern verdanken, so ist es verständlich, daß beim Untertauchen größerer Landmassen hier und da weit entfernte Reste übrig bleiben können, die uns noch schwache Zeugen der einstigen Ausdehnung jener sind. Diese Restinseln verraten ihre kontinentale Abkunft oft nur durch geringe Spuren kristallinischer oder sedimentärer Gesteine; aber selbst wenn sie vorzugsweise aus solchen bestehen, läßt sich ihr Bau mit den nächst benachbarten Festländern nicht leicht in Zusammenhang bringen. Es ist daher von besonderer Bedeutung, alle Inselchen in ihrem Umkreis zu untersuchen, um Bindeglieder für die verschwundenen Landflächen zu finden.

[76]) E. Sueß, Antlitz der Erde, I, 644; A. Wichmann, Zur Geol. von Nowaja Semlja (Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., 1886, 516, u. Pet. Mitt. 1887, LB. 71), weist jedoch auf Abweichungen im Bau der Insel von dem des Ural hin. — [77]) F. Hahn, Inselstudien, 1883 (Anm. 68), 90.

Als Restinseln können Spitzbergen nebst Franz-Joseph-Land gelten, das zugehörige Land erstreckte sich mindestens über die Bäreninsel, vielleicht bis an die norwegischen Küsten[78]). — Auch die Falkland-Inseln sind als solche bezeichnet, obwohl sie noch auf dem Sockel Südamerikas stehen (Taf. 44) und ihre Fauna fast ganz mit derjenigen Patagoniens übereinstimmt. Aber aus gefalteten paläozoischen Schichten bestehend, erinnert — so weit wir es heute beurteilen können — nach dieser Seite nichts an den benachbarten Kontinent. Auch mit der aus Urtonschiefer gebildeten Insel Südgeorgien[79]) lassen sie sich nicht in Verbindung bringen. — Ebenso wenig steht fest, in welchen Beziehungen das aus Grünsteinen und Tonschiefer unter mächtigen vulkanischen Aufschüttungen hervortretende Grundgebirge der Kanarischen Inseln[80]) zu dem benachbarten afrikanischen Kontinent steht. — Durch größere Meerestiefen sind die Kapverdischen Inseln vom Festland geschieden, an denen man Schiefer und geschichtete Kalke gefunden hat, die sie mit Afrika in Verbindung bringen[81]). — Die ganz granitischen Seychellen stehen aus großer Meerestiefe aufsteigend isoliert im NO. von Madagaskar. — Gehen wir an den Ostrand der australischen Inselkränze, so deuten die Funde alter massiger Gesteine und kristallinischer Schiefer auf den Fidschi-Inseln an[82]), daß hier, wenigstens auf Viti-Levu, alte kontinentale Reste vorhanden sind. Endlich hat man auf den Palau-Inseln, im O. der Philippinen, Granite mit Diabas gefunden. Auch die Inselchen im O. und S. von Neuseeland zeigen Spuren von sedimentären Gesteinen[83]).

§ 193. Ozeanische Vulkaninseln[84]). Seit langem hat man die in den Ozeanen verstreuten Inseln in hohe und niedrige eingeteilt, jenen einen vulkanischen Ursprung zuschreibend, diese als Koralleninseln bezeichnend. Seit man mit Sicherheit gehobene Koralleninseln festgestellt hat, läßt sich dieser Gegensatz nicht mehr streng aufrecht erhalten, er ist aber im allgemeinen richtig.

Als echte Vulkaninseln wird man nur diejenigen ansehen dürfen, deren Körper ausschließlich aus jungeruptiven Massen aufgeschüttet ist. Es scheiden daher viele Inseln aus dieser Abteilung aus, welche man früher, des Reichtums vulkanischer Aufsätze wegen, hinzurechnete, wie z. B. Java und die Philippinen oder die kleinen Antillen und die Kanarien, obwohl die Berge der letzteren fast allein Vulkangipfeln entsprechen und einzelne Inseln echte Vulkaninseln sind.

Zwei Typen treten uns entgegen, Vulkanberginseln und Vulkandeckeninseln. Der Umriß der ersteren entspricht im allgemeinen der Höhenkurve, die sich im Meeresspiegel um einen einzelnen Vulkangipfel oder eine Gruppe miteinander verwachsener Vulkanberge legt. Die unterseeischen Abhänge der oft aus größter Meerestiefe aufsteigenden Vulkaninseln gleichen ihrem Gefälle nach im allgemeinen denjenigen subaërischer Vulkanberge. Unterhalb des Meeresspiegels 10—12° und mehr erreichend, nimmt der Böschungswinkel später bis auf 7—8° ab[85]). Erreichen die unterseeisch sich aufschüttenden Vulkane nur mit dem Aschenkegel die Meeresoberfläche, so sind sie vergänglichen Daseins und werden von den Meereswellen rasch

[78]) Sueß, Antl. d. Erde II, 72 u. 83 ff. — [79]) H. Will, Südgeorgien (Bremer Geogr. Blätter VII, 1883, 120). — [80]) K. v. Fritsch, Canarische Inseln (Pet. Mitt., Erg.-Heft Nr. 22, 1868, passim). — [81]) Dölter, Die Vulkane der Capverden, Graz 1883. — [82]) A. Wichmann, Petrographie d. Viti-Archipels (Tschermaks mineralog. Mitt. V, 1883). — [83]) Hahn, Inselstudien, 104. — [84]) Vergl. hierzu Taf. 9—14 v. Berghaus, Phys. Atlas. — [85]) S. Dietrich, Die Böschungsverhältnisse des Sockels ozeanischer Inseln (V. Jahresber. d. Geogr. Ges., Greifswald 1892).

wieder fortgespült. (Insel Ferdinandea, die 1831 in der Straße von Tunis auftauchte[86]). Kraterinseln entstehen, wenn die Aufschüttungstätigkeit eines Eruptionsvulkans bald nach Überschreitung des Meeresspiegels endigte und Teile des Kraterrandes einstürzten, wie dies in gewissem Sinn die nicht rein vulkanische Insel Santorin im Griechischen Archipel (Durchmesser 15 km, Taf. 26) zeigt[87]). Regelmäßig gerundete Vulkanberginseln von beträchtlicher Höhe sind Réunion südöstlich von Madagaskar (Taf. 41a) und die Doppelinsel Tahiti, deren größter Vulkanberg (2200 m, Taf. 40) einen Durchmesser von 30 km gleich dem des Ätna hat. — Vulkanrümpfe, bei denen die Erosion das massive Skelett des Berges bloßgelegt hat, wie bei Ascension (859 m) im Atlantischen Ozean und St. Helena (824 m), deuten ein höheres Alter der Bildungen an.

Die ozeanischen Inseln des Atlantischen Ozeans nördlich des 40° S. Br. sind mit Ausnahme der Bermudas Inseln rein oder ganz vorwiegend Vulkaninseln; unter diesen bilden die Guineainseln eine vom Festland südwestlich verlaufende Reihe. Wenn unter diesen Fernando Poo durch einen Reichtum von Säugetieren ausgezeichnet ist, der den anderen fehlt, so erklärt sich dies aus der unterseeischen Bank, auf der diese Insel unweit der Küste ruht. Sie muß ehedem Zusammenhang mit dem Festland gehabt haben. — Im Indischen Ozean sind die zerstreuten südlichen Inseln, daneben die in Reihen geordneten Komoren und Maskarenen (mit dem früher fälschlich für eine granitische Restinsel gehaltenen[88]) Rodriguez) vulkanisch, ebenso die kleinen Inseln im Süden St. Paul und Neu-Amsterdam. — Unter den zahlreichen echten Vulkaninseln im Bereich des ostasiatischen Inselbogens heben wir die Doppelbogen, die sich um den Osten der Banda-See ziehen[89]), die Gewürzinseln im W. Halmaheras, die Kurilen und Aleuten hervor, die wenigstens größtenteils aus eruptiven Gesteinen bestehen. — Auch im Großen Ozean (Taf. 40), wo die hohen Inseln an Zahl beträchtlich gegen die Korallen-Inseln zurückstehen, lassen sich die Vulkaninseln meist in gebogenen Reihen ordnen, die freilich hier und da große Lücken zeigen und andere Inseln einschließen[90]). Zunächst zieht ein solcher mehr meridionaler Kranz von den Bonin-Inseln über die Marianen und das (meist zu den Karolinen gerechnete) Yap (Jab) nach den Palau-Inseln (Taf. 40), gleichsam ein äußeres asiatisches Randmeer gegen Osten abgrenzend. — Unter dem nach O. sich abzweigenden Schwarm der Karolinen sind nur Ruck, Ponape und Kussaie Vulkaninseln. — Von dem äußeren australischen Inselkranz absehend, begegnen wir erst im Norden der Fidschi-Inseln wieder solchen, nämlich in der Samoa-Reihe bis Rotuma im Westen und in ganz abweichender nordnordöstlicher Richtung der inneren Reihe der Tonga-Inseln (Tofua usw.). — Der Südosten der pazifischen Inselwelt zeigt drei nach Nordwesten auseinander laufende Reihen, einmal unter den Cook- und Tubuai-Inseln, dann die Gesellschaftsgruppe, südöstlich bis Mangarewa und Pitcairn reichend, und endlich die Marquesas-Inseln. — Zu großartigster Entfaltung kommt dann die vulkanische Tätigkeit auf den Hawaii-Inseln. — Endlich sind die zerstreuten Inseln im Westen Amerikas (Taf. 44) hinzuzurechnen.

2. Ob wirklich deckenförmige Ausbreitung eruptiver Massen bei den aus großer Tiefe aufsteigenden ozeanischen Inseln auftritt, ist nicht bekannt. Hauptvertreter dieser Gattung von Vulkandeckeninseln sind die Färöer und Island, beide sich auf einem unterseeischen Plateau von weniger als 1000 m Tiefe erhebend. Bei beiden haben bereits die Ergüsse und Tuffbildungen

[86]) Th. Fischer, in Länderk. von Europa, II, 2, 1893, 321. — [87]) Pet. Mitt. 1886, Taf. 8, 1:47000. — [88]) Pet. Mitt. 1880, 285, die Insel Rodriguez. — [89]) Sueß, Antlitz, III, 297. — [90]) G. Gerland, Vulkanistische Studien (Beitr. z. Geophysik II, 1895, 35) zählt ca. 75 vulkanische Inseln in den Archipelen des Großen Ozeans auf (ohne Bonin-Inseln).

in tertiären Zeiten begonnen. Aber während die vulkanische Tätigkeit auf den Färöer längst erstorben ist, häufen riesige Vulkane noch heute Massen auf die große Insel Island, auf der man ältere sedimentäre Gesteine bisher nicht gefunden hat[91]). Auf der südlichen Halbkugel gehören die Kerguelen[92]) (50° S. B., Taf. 6) hierher.

§ 194. Die Koralleninseln[93]). Da die ein Kalkgerüst ausscheidenden, gesellig zu mächtigen Stöcken vereinigten Korallentiere nur in einem salzreichen und nicht zu kalten Wasser zu leben vermögen, so sind sie auf die tropischen Meere und die obersten Wasserschichten beschränkt. Man begegnet den riffbauenden Korallen im allgemeinen nur in den Meeren, in denen die Wassertemperatur auch im kältesten Monat nicht unter 20° C sinkt, und es scheint, daß sie bereits in 40—50 m Tiefe absterben[94]). Wenn somit der Gürtel ihrer Verbreitung annähernd von 30° S. Br. bis 30° N. Br. reicht, so zeigen die Grenzen desselben doch an den kälteren Westküsten Afrikas und Amerikas starke Einschnürungen. Die kalten Meeresströmungen und Auftriebgewässer (Taf. 8) halten diese Küsten von Riffbildungen frei[95]). Andererseits ermöglicht der Golfstrom in seinen wärmeren Gewässern ihr Vorkommen noch auf den in 32° N liegenden Bermudas-Inseln, wo die Meerestemperatur im Frühjahr auf 16—17° C herabsinkt[96]). Man weiß jetzt, daß die Korallentiere nur das eigentliche Gerüst der Riffe bauen, während andere kalkausscheidende Meeresorganismen wie besonders Kalkalgen und Foraminiferen zur größeren Masse des Gesteinsmaterials beitragen, die Poren der Korallenstöcke ausfüllend und sie verkittend. Zahlreiche andere Schalentiere siedeln sich dann an den Stöcken an und verleihen dem Bau größere Festigkeit. Doch scheint der eigentliche Korallenkalk erst unter dem Einfluß der Atmosphärilien den Grad von Härte zu gewinnen, den man an trocken gelegten und gehobenen Partien, namentlich der Küsten, beobachtet, wo er meist als ein fast ganz fossilleeres gleichartiges Kalkgestein erscheint[97]).

Über die Saum- und Wallriffe ist schon gesprochen (S. 475). Wie einzelne kontinentale Küsten, so werden im Korallengürtel auch die meisten

[91]) Th. Thoroddsen, Island, Grundriß d. Geographie und Geologie (Erg.-Heft 152 u. 153 zu Pet. Mitt. 1906). — [92]) Stielers Handatlas, Taf. 6, 1 : 2000000. — [93]) Die Hauptwerke verbleiben noch immer Ch. Darwin, Bau und Verbreitung der Korallenriffe (1842, neueste Ausgabe London 1890), deutsch nach der 2. Aufl., Stuttg. 1876, und Dana, On Corals and Coral Islands, 1872. Die durch Semper, Rein (Verh. d. II. D. Geogr.-Tages 1881, 29—46), Murray, Guppy und andere erhobenen Einwürfe gegen die Darwinsche Theorie der Riffbildungen sind eingehend von R. Langenbeck erörtert (Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Riffe, Leipzig 1890). Vergl. auch Penck, Morph. II, 643 ff. Die zahlreichen neuern Forschungen auf diesem Gebiete besprach R. Langenbeck kritisch in der Geogr. Zeitschr. III, 1897 u. XIII, 1907, 24—44 u. 92—111. — Eine Karte der Verbreitung in 5 Blatt in dem großen Maßstabe 1 : 10000000 gab L. Joubin heraus; Carte des bancs et récifs de Coraux (Madrépores); (Annales de l'Institut océanographique, IV, Nr. 2, Paris 1912; das Blatt von 110—180° O. mit kurzem Text in Annales de Géographice XXI, 1912). — [94]) Neuerdings bestätigt durch die umfassenden Untersuchungen von A. Agassiz, der 30 m als die normale untere Lebensgrenze annimmt (The coral Reefs in the tropical Pacific, 1903, 27). — [95]) Wenn Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 19, eine abweichende Grenzzeichnung der Verbreitung, wonach Korallenriffe auch an der Westküste Zentralamerikas und an Einzelpunkten Westafrikas vorkommen sollen, gibt, so entspricht dies einer verschiedenen Auffassung des Riffbegriffes. Außer bei Clipperton-Insel (Atoll-Insel) finden sich nur Spuren von Riffbildungen an den Küsten der Galápagos-Inseln. — [96]) Vergl. Langenbeck, Geogr. Zeitschr. III, 1897, 527. — [97]) Ebenda XIII, 1907, 32.

vulkanischen Inseln von solchen umsäumt. Aber es finden sich dort und besonders im Indischen Ozean auch ausschließlich Inseln, die aus Korallenkalk in der soeben beschriebenen Zusammensetzung aufgebaut sind. Ihrer Entstehung nach sind Korallenriffe und Koralleninseln nicht verschieden. Das Gedeihen der riffbildenden Organismen hängt in erster Linie von der Nahrungszufuhr ab. Die Riffe wachsen daher im Bereich nicht zu starker Strömungen und längs der Windseite der Inseln kräftiger, während ein zu mächtiger Wogenanprall ihr Wachstum hemmt. Sobald die lebenden Korallen die Oberfläche des Meeres erreicht haben, sterben sie ab; dasselbe gilt von den Stellen des Strandes, an welchen Bäche und Flüsse münden und das Wasser aussüßen. Die Wogen schleudern am Strande abgescheuerten Kalksand und ganze Blöcke auf jene Fläche, bis sie dauernd die Fluthöhe übersteigt und sich nun mit den von den Meeresströmungen, dem Wind oder den Vögeln herbeigeführten Samen begrünen kann. Die Mehrzahl der Koralleninseln tritt in der Form der Atolle oder Laguneninseln auf, worunter man einen mehr oder weniger geschlossenen Kranz von trockengelegtem Korallenboden versteht, der nach außen meist steiler abfällt, nach innen eine flache Lagune ruhigen Wassers von selten mehr als 80—140 m Tiefe enthält (Taf. 40, Makemo).

Je nachdem man die z. T. völlig geschlossene Lagune als Teil der Insel betrachtet oder nicht, wird man für die Flächengröße der Koralleninseln sehr verschiedene Werte erhalten. Die englischen Seekarten größten Maßstabes ermöglichen jedoch, die wirklich bewohnbaren Landstückchen, die eine Atollinsel ausmachen, zu bestimmen. Die 70 kleinen Paumotu-Inseln (Taf. 40), früher zu 6500 qkm angenommen, haben tatsächlich kaum 1000 qkm trockene Landfläche; sie sind also durchschnittlich nur 10—15 qkm groß[98]).

Die Erklärung der Entstehung der Koralleninseln und -riffe bietet insofern Schwierigkeit, als sie meist mit steiler Böschung aus großen Tiefen von 4—5000 m aufsteigen, während ihre Erbauer nur in einer Zone von 30—40 m, höchstens wohl 80 m unter dem Meeresspiegel leben können. Von dem Gedanken ausgehend, daß nur bei langsamer Senkung des Inselsockels die Korallen die Möglichkeit besitzen, ihre Bauten weiter nach oben zu führen, stellte Charles Darwin die Theorie auf, daß alle Atolle als Strandriffe rings um eine Insel beginnen, wie beispielsweise die Vulkangipfel unter den Karolinen von solchen umkränzt sind (S. 486). Ein Sinken des Meeresbodens bedingt, so schloß er, daß das Strandriff nach außen dem Wellenschlag entgegen wachsend sich in ein Wallriff verwandelt, und wenn beim weiteren Sinken der zentrale Landkern ganz untertaucht, tritt an seine Stelle die vom Wallriffe umkränzte Lagune. Wo also Atolle gesellig auftreten wie vor allem im Großen Ozean und im Indischen wären große Senkungsfelder anzunehmen.

Indessen diese einfache Theorie erklärt nicht das gleichzeitige Auftreten von Wall- und Atollriffen im nämlichen Gebiete, ebenso nicht die stets geringe Tiefe der Lagune, die im offenbaren Widerstreit gegen die steile Außenböschung steht. Dazu kommt, daß zwischen jenen Atollinseln sich solche finden, die unbedingt als gehobene Koralleninseln[99]) zu betrachten sind,

[98]) H. Wagner in Bevölk. der Erde, VI. Gotha 1880, 49 u. 57. — [99]) Aufgezählt bei G. Gerland. Vulkanistische Studien I. (Beitr. f. Geophysik II, 1895, 58), neuere Angaben bei Langenbeck, G. Z. XIII, 1907.

weil 50 m, 60 m, 100 m, ja bis zu 300 m hoch echte Korallenkalkmassen, nicht etwa nur lose Trümmer, über dem Meeresspiegel lagern. Daß andererseits in vielen Fällen Senkung des Bodens im Sinne Darwins Anlaß zu mächtigerem Aufbau der Korallenbauten geboten hat, geht unzweideutig aus den neuerdings ausgeführten Bohrungen auf einzelnen Inseln hervor, wonach bis über 330 m nur lockere oder festere Korallenkalkmasse durchsenkt ist[100]).

Man hat die Erklärung dieser Erscheinungen auf die verschiedenste Weise versucht. Teils hat man auf das ungleiche Wachstum der Stöcke im wellenbewegten Außenrand und im trüben Innern hingewiesen, dabei der Erosion durch die Gezeitenströmungen die innere Lagunenbildung zuschreibend. Vor allem aber hat man den Beginn der Atollriffe auf unterseeische Vulkangipfel oder anderweitige Untiefen des Meeres verlegt, wie sie z. B. die Bänke darstellen, auf denen sich die Bahamas erheben. Daß die weiten Korallenzonen reich an vulkanischen Aufschüttungen sein müssen, darf aus der großen Verbreitung von Bimssteinen und anderen Auswurfstoffen am Grunde des Meeres geschlossen werden. Auch kann das reihenförmige Auftreten der meisten Koralleninseln damit in Verbindung gebracht werden. Ein Sinken solcher vulkanischer Sockel, das dem Wachstum der Korallen nach oben Raum schafft, ließe sich in Einzelfällen auf ein Einsacken der aufgeschütteten Massen wohl zurückführen[101]), aber die gehobenen Korallenriffe werden dadurch nicht erklärt. So handelt es sich also um die viel umstrittene Frage der gegenseitigen Beziehungen von Hebungen und Senkungen auf kleineren oder größeren Gebieten der Erdoberfläche. Solange aber die Unterschiede der als gehoben betrachteten Inseln und der gesenkten sich in den engen Grenzen der Strandverschiebungen, also von wenigen Dutzend Metern oder etwas mehr bewegen, wird die Vorstellung von Biegungen oder Faltungen des Meeresbodens bezw. der Inselsockel im weitern Sinne immer noch die naheliegendste sein. Man will jedoch neuerdings auf weiten Strecken des Stillen Ozeans junge Strandlinien in etwa 2—6 m Höhe auf den einzelnen Inseln festgestellt haben und glaubt diese negative Strandverschiebung auf eine allgemeine Senkung des Meeresspiegels zurückführen zu sollen. (?)

§ 195. Die Meeresstraßen[102]). Die Anordnung der Landmassen der Erde um den Nordpol herum bedingt in Verbindung mit der großen Zahl kontinentaler, also unweit der Festlandsränder liegenden Inseln und mit dem gesellschaftlichen Auftreten der meisten Inseln in Reihen und Gruppen eine häufige Annäherung der Gegengestade. Man bezeichnet die Stellen solcher Annäherung als Meeresstraßen, wiewohl dieser Begriff streng genommen einen Parallelismus der gegenüberliegenden Küsten voraussetzt.

[100]) G. Z. XIII, 1907, 93—95; die wichtigsten Bohrungen fanden auf Funafuti (9° S. Br., Ellice Gruppe) statt. — [101]) Gerland (s. Anm. 99) nimmt überhaupt nicht eine Bewegung des Meeresbodens oder Seespiegels in den Korallenzonen an, sondern, was an sich ziemlich unwahrscheinlich, nur der einzelnen Inselsockel. — [102]) Die Meeresstraßen sind von seiten der Ozeanographen gelegentlich wohl als Zugänge zu den Binnenmeeren in Betracht gezogen worden, jedoch erst neuerdings nach ihrem Bau auch von Morphologen. Es fehlt freilich noch sehr an Einzeluntersuchungen über Bau und Entstehung vieler Meeresstraßen. Die obige Einteilung schließt sich teilweise an Penck, Morph. II, 596 ff., an. Vergl. auch Krümmel, Ozeanographie I, 1907, 46—49. Richthofen berührt die Meeresstraßen nicht.

1. Das Altertum kannte bei der räumlichen Beschränkung seiner Kenntnisse auf das Mittelmeer und der Bevorzugung der Küstenschiffahrt nur den Begriff der Meerenge, bezeichnenderweise sie nach dem Vorwalten einer deutlich ausgeprägten Strömung Euripus oder Fretum, d. h. die Strömung benennend.

In der Tat gibt es deren, die nicht breiter als ein Flußtal sind. Indessen wird sich aus dem absoluten Wert der Breite allein kaum eine Scheidung zwischen Meerenge und Meeresstraße ableiten lassen. Die engste Stelle, nicht die mittlere Breite, der bekanntesten Meerengen beträgt etwa:

	km		km		km
Bosporus	0,5	Straße v. Messina	3,5	Nordkanal	20,0
Kleiner Belt	0,6	Straße v. Kertsch	4,0	Belle-Isle-Straße	20,0
Dardanellen	2,0	Straße v. Bonifacio	11,0	Sunda-Straße	25,0
Magalhães-Straße	2,0	Straße v. Gibraltar[103])	14,0	Dover-Calais[104])	31,0
Dänischer Sund	3,0	Malakka-Straße	15,0	Bab-el-Mandeb	37,0
		Großer Belt	16,0		

Demgegenüber hat die spätere Zeit auch weit größere Abstände der Gegengestade mit dem Namen der Meeresstraßen belegt, wie aus folgender Übersicht hervorgeht:

	km		km		km
Straße v. Ormus	63	Hudson-Straße	110	Yucatan-Straße	200
Straße v. Otranto[105])	71	Straße von Tunis	140	Florida-Straße	200
St. Georgs-Kanal	71	Fukien-Straße	140	Dänemark-Straße	250
Bering-Straße	92	Korea Straße	160	Davis-Straße	350

Unter den genannten entspricht die Mehrzahl dem obigen strengern Begriff der Meeresstraßen. Größere Meerestore, wie man die kaum breitern Lücken zwischen den Landpfeilern bezeichnen könnte, die zwischen Island-Färöer-Schottland-Norwegen und wieder zwischen Nordkap-Bäreninsel-Spitzbergen die Zugänge zum Europäischen Nordmeer bilden, haben daher bislang besondere Namen nicht erhalten.

Meerespforten. Einzelne Sprachen bedienen sich des Ausdrucks Tor oder Pforte. Jedoch müßte bei Einführung des Begriffs der Meerespforte dieser logisch den wenigen engern Lücken in der Umwallung einzelner Meeresbecken vorbehalten bleiben, welche auf weithin den einzigen Zugang zum benachbarten Meer darstellen, also den Lücken zwischen rein kontinentalen Küsten.

Als Meerespforten in diesem Sinn könnten daher nur gelten die Pforten von Kertsch, Konstantinopel, Gibraltar, das Bab-el-Mandeb (Tor der Tränen) als Eingang zum Roten Meer, ferner von Ormus und die Bering-Straße.

2. Die morphologische Gruppierung der Meeresstraßen geht jedoch mehr von der Betrachtung der Küstenstrecken selbst aus, welche als Gegengestade den Pforten oder Straßen zur Einrahmung dienen. Entsprechend der Unterscheidung von Längs- und Querküsten usw. lassen sich danach die gleichen Gattungen unter den Meeresstraßen aufstellen.

Als Längsstraßen können nur die gelten, deren umrahmende Gegengestade beiderseits Längsküsten sind. Sie sind selten und von Küsten-

[103]) Strelbitzkys Angabe (La superficie de l'Europe, 1882, 219) von 32 km beruht augenscheinlich auf einem einfachen Versehen. — [104]) Ebenso ist Strelbitzkys Angabe von 40,5 km unhaltbar. — [105]) Strelbitzky gibt 50 km an (?).

straßen abgesehen kaum irgendwo von ganz gleichartigen Ufern begleitet. Sie liegen an den Stellen gegenseitiger Annäherung von mehr oder weniger parallelen oder bogenförmigen Faltenzügen.

Als Längsstraßen sind hiernach diejenige von Otranto am Ausgang des Adriatischen Meeres, ferner in Ostasien die von Malakka, Fukien und Korea nebst dem Tatarischen Sund (bei Sachalin in Ostasien, Taf. 35) anzusehen, vielleicht auch die Davis-Straße[106]), ebenso die Straße von Ormus[107]).

Weit zahlreicher sind begreiflicherweise die Querstraßen, auf deren Vorhandensein ja zumeist die Auflösung zahlreicher Faltenzüge in Inselketten und -kränze beruht. Überall, wo die Meeresstraße quer durch die Gebirgserhebungen der sie begleitenden Küsten zieht, haben wir es mit einer Querstraße zu tun. Die eigentlichen Umrisse der Straße selbst zeigen demgemäß sehr verschiedenartige Gestalt. Die Kenntnis des inneren Baus der Umrandung ist also zu dieser Unterscheidung vonnöten. Die meisten der Querstraßen sind im Verhältnis zu ihrer Breite sehr kurz, da manchmal nur die äußersten Spitzen der zerbrochenen Faltenzüge einander entgegengestreckt sind wie bei der Yucatan-Straße.

Es gehören also neben letztgenannter alle „Passagen" zwischen den Antillen hierher (Taf. 43), in Süd- und Ostasien die Zehngrad-Straße zwischen Andamanen und Nikobaren, im Sunda-Archipel die Sunda-, Lombok-, Allas-Straße usw., die La-Péyrouse-Straße im N. von Jeso (Taf. 39), um nur die wichtigsten zu nennen. Querstraßen trennen Tasmanien von Australien (Baß-Straße), Sizilien vom Festland und von Tunis. Auch die Eingänge der Irischen See, nämlich St. Georgs Kanal und Nordkanal, sind mit Rücksicht der von Schottland und Südwales nach Irland hinüber streichenden alten Faltengebirgszüge Querstraßen. Dazu treten die Lücken zwischen den Doppelinseln Neuseeland (Cook-Straße), zwischen Korsika und Sardinien (Straße von Bonifacio) und in Nowaja-Semlja. Auch Waigatsch- und Jugor-Straße gehören hierher und wohl auch die Hudson-Straße mit Rücksicht auf das alte die Nordostküste Labradors begleitende Rumpfgebirge. Endlich sind die obengenannten Meerespforten mit Ausnahme von Bab-el-Mandeb und Ormus-Straße Querstraßen.

Äußerst selten treffen wir Meeresstraßen im alten Tafelland Indo-Afrikas, wo die Schollenküsten vorherrschen. Bab-el-Mandeb und Palk-Straße vertreten hier die Gattung neutraler Straßen. Die nordamerikanischen Sunde müssen gleichfalls für jetzt hier eingestellt werden. Noch unaufgeklärt ist die Stellung der Makassar-Straße zwischen Bórneo und Celébes.

Grenzstraßen. Als letzte Gruppe bleiben noch wenige, aber besonders charakteristische Meeresstraßen übrig, wo verschiedene morphologische Regionen (§ 148) sich begegnen. In diesen Grenzstraßen, wie man sie bezeichnen kann, lagern sich demgemäß Küstenstrecken ganz verschiedenen Alters und Baues gegenüber.

In der Dänemark-Straße sehen wir auf der einen Seite die grönländische Rumpfscholle, auf der andern die rein vulkanische Aufschüttung Islands; in der

[106]) Abweichend hiervon rechnet Penck die Straßen von Otranto und Korea, weil unabhängig von den Erhebungen des benachbarten Landes, zu den „indifferenten Straßen". — [107]) Sie liegt zwischen mehr oder weniger parallelen Faltenzügen, deren südlicher von Ras el Hadd nordwestwärts bis zur Straße von Ormus streicht; s. Sueß, Antlitz der Erde, III$_2$, 1909, 750.

Belle-Isle-Straße stößt das Faltengebirge Neufundlands an die Archäische Tafel von Labrador[108]). Aber auch die Florida-Straße, erst entstanden durch allmähliche Hebung der Halbinsel Florida gegen die Antillenkette hin, wird hier einzureihen sein.

3. Zu einer besonderen Gruppe lassen sich, wie die Küsteninseln, so auch die Küstenstraßen zusammenfassen, ohne daß es einer Wiederholung der hier auftretenden Einzelformen bedarf. Nur wenige von diesen haben als wichtige Verkehrswege, die eine gefährliche Außenfahrt um Landspitzen vermeiden lassen, größere Bedeutung.

Keine mehr als die echte Fjordstraße, die Magalhães 1520 im Süden Amerikas entdeckte. Eine Fjordstraße ist übrigens auch Matotschkin Scharr, der schmale Sund zwischen Nord- und Süd-Nowaja-Semlja. Auch die Belte zwischen den dänischen Inseln können, ähnlich wie der Stralsunder Bodden, unter die Küstenstraßen gerechnet werden, ebenso die flachen Meeresteile, welche die Buchten im südlichen Japan miteinander verbinden; man nennt eine solche Straße dort Nada.

4. Was die Entstehung der Meerespforten und -straßen betrifft, so lassen sich über die meisten bis jetzt nur Vermutungen aussprechen. Es ist auch vielfach nicht ein einzelner Vorgang, der sie gebildet hat. Bei tiefen Meeresstraßen mit in einander passendem Gegengestade wie bei der Straße von Lombok (über 1000 m tief, Taf. 39)[109]) und der Windwarts-Passage zwischen Kuba und Haiti (1300 m tief, Taf. 43)[110]), oder auch der von Gibraltar (750 m, Taf. 28)[111]) kann wohl nur von wirklichen Querbrüchen der Gebirgsketten gesprochen werden. Dasselbe wird gelegentlich durch vulkanische, mitten in der Straße auftretende Erscheinungen bestätigt wie bei der übrigens flachen Sunda-Straße (Taf. 39). Zu Verwerfungen treten oft gleichzeitig Senkungen des ganzen Küstenstrichs hinzu, welche die eigentliche Enge erst unter das Wasser tauchen lassen, wie dies z. B. für die Straße von Messina wahrscheinlich gemacht ist[112]). In flachen Trichterbuchten kommen sicher diese Senkungen der erodierenden Arbeit der Gezeitenströme zu Hilfe. Sie vernichteten, wie wir es für die nur 30 m tiefe Straße von Dover annehmen, allmählich die letzte Querbank zwischen England und dem Festland. Am Nordende der Fundy Bai scheint sich ähnliches vorzubereiten (s. o. S. 353). Einfache Transgression hat die Belte unter Wasser gesetzt. Wie nun einerseits der Wechselstrom der täglichen Gezeiten viele engen Straßen vor Versandung schützt und offen hält, so scheinen die jahreszeitlichen, durch die Monsune bedingten Ströme umgekehrt daran zu arbeiten, die niedrige Bank der Palk-Straße zwischen Indien und Ceylon mehr und mehr zuzuschwemmen[113]). — Doch auch echte Flußtäler fehlen unter den Meeresstraßen nicht. Bosporlus[114]) und Dardanellen[115]) sind Erosionserzeugnisse mit allen Merkmaen der Flußtäler.

[108]) Sueß, Antlitz d. Erde II, 257. — [109]) S. Berghaus, Phys. Atl., Taf. 25. — [110]) Das. Taf. 26. — [111]) Vergl. wegen der Tiefenverhältnisse § 213. — [112]) Th. Fischer, Landeskunde von Europa II, 2, Südeuropa, 1893, S. 453, mit Profil. Die durch die Meerenge gehende Verwerfung zieht diagonal von NO.—SW. Die Karte daselbst S. 297, 1 : 1500000. — [113]) Joh. Walther, Die Adamsbrücke (Erg.-Heft Nr. 102 zu Pet. Mitt. 1891). — [114]) Walther Penck, Grundzüge der Geologie des Bosporus (Veröff. d. Inst. f. Meeresk. Berlin, Nr. 3, Reihe A, Heft 15, Berlin 1919). — [115]) M. Limpricht, Die Straße der Dardanellen, Diss. Breslau, 1892; W. Penck, Bau und Oberflächenformen der Dardanellenlandschaft (Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1917, 30—48).

Kapitel III. Das Meer.

§ 196. Literarischer Wegweiser zur Meereskunde. Seitdem Varenius, seiner Geographia generalis (1650) drei eigene Kapitel (de oceani partitione per terras, proprietatibus, motibus) einverleibt hat, ist der Meereskunde in den Handbüchern der physikalischen Geographie des 18. und 19. Jahrhunderts stets besonders gedacht, und zwar meist unter dem Namen der „Hydrographie". Diese Zweigdisziplin umfaßte damals auch die Gewässer des Festlandes mit. In Berghaus, Physik. Atlas (2. Aufl. 1852), enthält die Abteilung Hydrographie unter 16 Karten nur 6 zur Meereskunde. — Um jene Zeit beginnt neues Leben in die Beobachtungsmethoden und die zweckentsprechende Verarbeitung der Ergebnisse zu dringen, hauptsächlich auf Antrieb des amerikanischen Seeoffiziers M. F. Maury (gest. 1873) und infolge der auf dem Kongreß zu Brüssel 1853 beschlossenen internationalen Vereinbarungen über Form und Ablieferung von Schiffstagebüchern. Maurys grundlegendes Werk „The physical Geography of the Sea" (London 1850, deutsch von Böttger, Leipzig 1856) ist seitdem in zahlreichen Auflagen erschienen. Es enthält noch ungetrennt beide allmählich sich scheidenden Zweigdisziplinen, von denen die Hydrographie im engeren Sinne sich mit den Verhältnissen des Wassers selbst, die maritime Meteorologie mit denen des Luftkreises über der Meeresfläche beschäftigt. Für den Nautiker sind sie selbstverständlich für immer aufs engste verbunden. Innerhalb der Gesamtwissenschaft der Geographie dagegen weist man die maritime Meteorologie der gesamten Naturgeschichte der Atmosphäre zu und beschränkt den zwischen 1850—60 gebräuchlicher werdenden Namen[1]) der Ozeanographie auf das flüssige Element.

Neuen Anstoß gab das Werk Wyville Thomsons „The Depths of the Sea", London 1873. Es hatte zur Folge die großartigen (nach den Schiffsnamen benannten) Tiefsee-Expeditionen der siebenziger Jahre, unter denen die englische Challenger-Expedition (1873—76) die anderen an Ergebnissen überragt. Unter letzteren muß an die Weltumsegelung des deutschen Schiffes Gazelle (1874—76 unter v. Schleinitz) und die Fahrten der nordamerikanischen Tuscarora (1874—78) besonders erinnert werden. Zahlreiche kleinere Unternehmungen haben die neuen Ergebnisse seitdem befestigt und erweitert. Eine Geschichte der Entwickelung der Meereskunde gab J. Murray im Schlußband des Challenger Werkes: Bd. 49, 1895.

Das Urmaterial findet seine erste Bearbeitung jetzt in den Publikationen der verschiedenen Admiralitäten und hydrographischen Ämter; obenan stehen die der Deutschen Seewarte in Hamburg. Zahlreich sind bereits die entsprechenden Zeitschriften wie die „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie",

[1]) Der Ausdruck „Ozeanographie" findet sich übrigens schon in Albr. v. Roons Grundzügen der Erd-, Völker- und Länderkunde 1832, 36.

herausgegeben v. der Kais. Marine, Deutsche Seewarte. Treffliche Dienste leisten dem wissenschaftlichen Studium der Meereskunde die von der Deutschen Seewarte herausgegebenen Seeatlanten, die alle wichtigen physikalischen Verhältnisse der Ozeane (Tiefen, Temperaturen, Salzgehalt) und der maritimen Meteorologie berühren; sie gelten als Beilage zu den gehaltvollen Segelanweisungen der Meere: Atlas des Atlantischen Ozeans 1882, 2. Aufl. in ganz neuer Bearbeitung 1902, Segelhandbuch 1885, 3. Aufl. 1910; Atlas des Indischen Ozeans 1891, Atlas der Meeresströmungen im Ind. Ozean 1913, Segelhandbuch1892; Atlas des Stillen Ozeans 1896, Segelhandbuch 1897; je 30—50 Karten im gleichen Äquatorial-Maßstab 1 : 56000000. Dazu treten die zahlreichen Segelhandbücher kleinerer Meeresteile, besonders auch die englischen. Die Abteilung Hydrographie in H. Berghaus' Physikalischem Atlas (1891) enthält 8 treffliche der Meereskunde gewidmete Karten. Manches läßt sich aus J. Perthes' kleinem „Seeatlas" (1894, 7. Aufl. 1907) und Herm. Berghaus, Chart of the world, 13. Aufl. 1905, Gotha, ersehen.

Im Jahre 1883 unternahmen es die Professoren der k. k. österr.-ungarischen Marine-Akademie Attlmayer, Luksch, Wolf, E. Mayer u. a. ein größeres „Handbuch der Ozeanographie und marit. Meteorologie" in 2 Bänden zu verfassen. Der allein hierher gehörige I. Bd. ist etwas ungleich gearbeitet, in einzelnen Abschnitten (ozeanogr. Instrumente, physik. Verhältnisse des Meeres) klar geschrieben. Aus dem 1884—87 von v. Boguslawski begonnenen, von K. Zöppritz fortgesetzten und von O. Krümmel vollendeten „Handbuch der Ozeanographie" ist durch letztern ein vollkommen neues Werk geschaffen (2. Aufl., I. 1907, II. 1911), zurzeit das umfassendste und gründlichste Handbuch dieser in raschem Fortschritt begriffenen Zweigwissenschaft. Bd. I enthält die räumliche, physikalische und chemische Beschaffenheit der Ozeane, Bd. II die Bewegungsformen des Meeres. Kurz, werden die Hauptlehren zusammengefaßt in Krümmels Beitrag „Meer" im Handwörterb. d. Naturwiss., Jena VI, 1912, 789—815. Mit großer Klarheit entwickelt die „Océanographie statique" von J. Thoulet (Paris, 1890) die Methoden der Meeresuntersuchung, wogegen die (unvollendete) Fortsetzung (Océanogr. dynamique I, 1893) mehr einen Auszug aus Krümmels Werk gibt. — Mehr beschreibend als entwickelnd ist der Abschnitt der „Hydrosphäre" von J. Hann in der Allg. Erdkunde (5. Aufl. 1896, v. J. Hann, E. Brückner, A. Kirchhoff). Reich an (allerdings z. T. ungesichteten) Notizen ist Günthers Darstellung (Handbuch der Geophysik, 2. Aufl. II, 1899, 375—558). Knapp zusammengefaßt ist das Tatsachenmaterial in der „Ozeanografia" von Luigi Hugues, Torino 1901, 275 S., ebenso in den für den unmittelbaren Unterricht bestimmten „Grundzügen der Ozeanographie" von C. Rößler, (2. Aufl., Fiume 1903); aus Vorlesungen ist das Werk Thoulet, L'Océan, ses lois et ses problèmes, Paris 1904, hervorgegangen. Nach der Seite der Beobachtungsmethoden bildet zu der nachfolgenden Darstellung eine zweckmäßige Ergänzung das Schriftchen v. O. Krümmel „Der Ozean" (Das Wissen der Gegenwart, Bd. 52), 2. Aufl., Leipzig 1902. — Eingehend und kritisch berichtete O. Krümmel (1887 bis 1905), seitdem L. Mecking im Geogr. Jahrbuch über die Fortschritte der gesamten Ozeanographie.

Anleitung zu ozeanischen Beobachtungen gaben P. Hoffmann (Nautische Vermessungen), C. Börgen (Beobacht. über Ebbe u. Flut), O. Krümmel (Allgemeine Meeresforschung) in Neumayers Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen (3. Aufl. 1906, Bd. I, 498—594). Im Anschluß daran mag auf Abschnitt 3 des Handbuchs der nautischen Instrumente, her. vom hydrograph. Amt der kais. deutschen Admiralität (1882, 2. Aufl. 1893) und Thoulets Guide d'océanographie pratique (Paris 1895) verwiesen werden.

Während man die geographische Eigenart einzelner Nebenmeere, wie die der Nord- und Ostsee oder des Mittelmeers schon öfters monographisch behandelt hat, versuchte G. Schott zum ersten Male die gleiche Betrachtungsweise, wie sie der Länderkunde eigen ist, auf den gesamten Atlantischen Ozean auszudehnen: „Geographie d. Atlantischen Ozeans", Hamb. 1912, mit zahlreichen Tafeln und Abbildungen.

I. Die Meeresräume.

§ 197. Die Menge des Meerwassers. Wie die starre Erdoberfläche sich in die unmittelbar mit der Luft in Berührung tretende Landfläche und den unserer Beobachtung zunächst durch die Wasserbedeckung entzogenen Meeresboden gliedert, so setzt sich auch die flüssige Umhüllung der Erde aus zwei wesentlich verschiedenen Gebieten zusammen. Dort die in Tausende von Adern oder kleine getrennte Seen zerteilten Gewässer des Festlandes, hier die zusammenhängenden Meeresmassen. Nur die letzteren beschäftigen uns in diesem Kapitel. Vorgreifend haben wir bei der Orientierung über die empirische Erdoberfläche früher bereits die räumliche Ausdehnung des Weltmeeres und seine durch die Festlandsumrisse gegebene Hauptgliederung in Ozeane und Nebenmeere besprochen (§ 123). Als tropfbar flüssige Masse füllt das Meerwasser die tiefsten Einsenkungen der festen Erdrinde aus, soweit diese Hohlformen in einem gewissen Zusammenhang stehen. Welche Schwellen jedoch der Ausbreitung des Meeres unüberschreitbare Hindernisse setzen und welche Gestalt die Umrißlinien der Einzelmeere annehmen, hängt andererseits von der Menge des vorhandenen Meerwassers ab. Wir berechneten dieselbe früher zu 1372 Millionen Kubikkilometer, indem wir für das Weltmeer eine Fläche von 361 Mill. qkm und eine mittlere Tiefe von 3800 m annahmen (S. 270).

Die Verdunstung entzieht dem Meere jährlich große Mengen Wasser in Dampfform, aber die Niederschläge und Zuflüsse gleichen wohl den jährlichen Verlust wieder aus. Eine länger dauernde Verminderung des Meerwassers muß dagegen für die sog. Eiszeiten angenommen werden, wo sicher Millionen von Kubikkilometern sich in festes Eis verwandelten, so daß der Meeresspiegel sank, wenn auch wohl kaum mehr als um einige Dutzend Meter.

Nimmt man[2]) die Flächen, welche zur Eiszeit auf der nördlichen Halbkugel auch außerhalb der heute vergletscherten Gebiete (Grönland, Spitzbergen usw.) mit Eis bedeckt waren, zu 27000000 qkm an und die mittlere Dicke der Eisschicht zu 1000 m, so entspricht dies bei dem spezifischen Gewicht von 0,9 des Eises einer Wassermenge von $27 \times 0{,}9 = 24300000$ cbkm; dies bedingt bei unverändertem Meeresbecken aber doch nur eine allgemeine Senkung des Meeresspiegels um etwa 67 m (= 24300000 cbkm : 361000000 qkm).

Aber auch abgesehen von solchen periodischen Verlusten ist die säkulare Verminderung des Wassers auf der Erdoberfläche nicht unwahrscheinlich, da die Bildung der meisten Gesteine nur unter starker Absorption von Wasser vor sich geht und die Wasserzufuhr durch Aushauchung der Vulkane diesem Verluste wohl kaum die Wage hält.

Zusammendrückbarkeit des Meereswassers. Betrachten wir die Wassermasse zurzeit als ständig, so nimmt das gleiche Quantum Meerwasser einen immer kleineren Raum ein, je tiefer sich die Meeresbecken im Verhältnis zu ihrer horizontalen Ausbreitung senken oder gesenkt haben. Dies hängt mit der Zusammendrückbarkeit des Wassers zusammen.

Ist diese auch nicht groß und beim salzigen Meerwasser noch geringer als beim reinen — sie beträgt etwa 92 % von letzterer — so übt doch der Druck der

[2]) Nach Penck (Jahresber. d. Geogr. Ges. München VII, 1882, 72).

oberen Wasserschichten auf die unteren einen meßbaren Einfluß aus. Die Zusammendruckbarkeit vermindert sich im übrigen mit zunehmendem Druck und abnehmender Temperatur, also nach der Tiefe zu. Bei einer Mitteltemperatur der genannten Wassermasse von etwa 4° C (§ 212) und 3800 m Mitteltiefe berechnet sich die durchschnittliche Erniedrigung des Meeresniveaus auf Grund der Zusammendrückbarkeit zu etwa 33 m [3]); mit anderen Worten: die allgemeine Strandlinie der Erde würde, wenn das Wasser nicht zusammendrückbar wäre, um 33 m höher stehen und das Meer würde demnach mehrere Millionen Quadratkilometer an den Küsten überschwemmen. Es ist andererseits klar, daß die Umrißlinien des Meeres im großen dadurch höchst unbedeutend verändert würden.

§ 198. Das Meeresniveau und das Mittelwasser. Den Gesetzen anziehender Massen entsprechend muß die Meeresoberfläche die Gestalt des Geoides annehmen, d. h. einer Niveaufläche, die in jedem Punkt die Richtung der Schwere senkrecht durchschneidet (§ 65). Das ist im ganzen auch der Fall. Indessen treten doch manche störende Einflüsse hinzu, welche den Meeresspiegel zu kleinen Abweichungen von jener Geoidfläche veranlassen. Zunächst muß die Verschiedenheit des Luftdrucks geringe, teils dauernde, teils periodisch oder unperiodisch wechselnde Niveauunterschiede hervorrufen [4]). Ferner ist der Meeresspiegel selten ganz ruhig. Windwellen kräuseln ihn und ein andauernder Wind vermag auf längere Zeit größere Wassermassen gegen das eine Ufer hin aufzustauen, den Spiegel hier also zu erhöhen, was dann eine Erniedrigung am nahen Gegengestade zur Folge haben muß. Periodisch geschieht das Gleiche durch den Wechsel von Ebbe und Flut, dessen Höhe in Trichterbuchten 10 m und mehr betragen kann. Auch die verschiedene Erwärmung der oberflächlichen Schichten im Winter und Sommer, sowie der Wechsel von Regen- und Trockenzeiten müssen sich in kleinen Niveauunterschieden geltend machen. Der Wasserstand schwankt daher, wo irgend wir ihn beobachten; hier um einige Zentimeter, dort um Dutzende von solchen. Es läßt sich jedoch aus diesen Abweichungen unschwer ein mittlerer Stand berechnen, am genauesten mittels der selbstaufzeichnenden, gegen den Wellenschlag geschützten Pegel oder Mareographen (S. 330). Dieser mittlere Stand oder das sog. Mittelwasser gilt uns zunächst als Ausgangspunkt für Angabe des Meeresniveaus an den Küsten.

---

[3]) Über die Zusammendrückbarkeit des Meereswassers s. Thoulet, Océanographie statique, 1890, 355—70; O. Krümmel, Ozeanographie I, 1907, 284—88. V. W. Ekman, „Die Zusammendrückbarkeit d. Meereswassers" (Publ. de circonst. Nro. 43 du Conseil perm. internat. p. l'exploration de la mer, Copenhague 1908). Nach den von Krümmel a. a. O. berechneten Tabellen würde sich das Gesamtvolumen des Meeres, das wir zu 1372000000 cbkm annehmen (s. o.), um 11900000 cbkm vermehren, wenn die Wassermassen sich durch ihr eigenes Gewicht nicht zusammendrückten. Diese 11900000 cbkm auf 361000000 qkm verteilt, entsprechen einer Wasserschicht von 33 m Höhe. Bei diesen Berechnungen ward von einer mittlern Dichte des Meereswassers an der Oberfläche im Betrage von $1{,}_{0281}$ ausgegangen und angenommen, daß, wenn die mittlere Tiefe des Meeres 3800 m beträgt, in halber Tiefe von 1900 m auch die mittlere Dichte des gesamten Wassers zu finden sei. Für diese Tiefe von 1900 m ergibt sich nach den zugrunde gelegten Formeln ein spezifisches Gewicht von $1{,}_{0370}$. Es verhällt sich dann diese Dichte wie das Volumen der nicht zusammengedrückten Wassermasse zu dem der tatsächlich durch Eigendruck komprimierten:

$$1{,}_{0307} : 1{,}_{0281} = (1372000000 - x) : 1372000000, \text{ also } x = 11900000 \text{ cbkm}.$$

— [4]) Die Schwankungen übersteigen im allgemeinen nicht das 13 fache der Barometerschwankungen.

Schon im Altertum hat man die Höhe des Meeresspiegels an beiden Seiten von Landengen als beträchtlich verschieden angenommen und bis ins 19. Jahrhundert bei Durchstechung derselben heftige Strömungen als Folge erwartet[5]). Diesen Irrtum haben genauere Nivellierungen und in einigen Fällen die Durchstechung der Landengen selbst wie der von Sues und Korinth endgültig beseitigt. Aber man hat andererseits wirklich vorhandene, wenn auch sehr geringe Niveauunterschiede gefunden. So hat sich aus den mühsamen Nivellierungsarbeiten quer durch Mitteleuropa von den Küsten des Ozeans, der Nord- und Ostsee einerseits zu denen des Mittelmeers (z. B. bei Marseille, Genua, Triest) andererseits ergeben, daß die nördlichen Meere wahrscheinlich um 10—20 ^{cm} über den südlichen liegen[6]). Ähnliche Unterschiede hat man übrigens auch längs der südlichen oder der nördlichen Küste gefunden, ohne mit Sicherheit die Fehler der Messungen schon ausmerzen und den wahren Betrag angeben zu können.

Der Nullpunkt für Höhenmessungen. Da der Stand des Mittelwassers an bestimmten, mit Mareographen versehenen Küstenstellen bisher den Ausgangspunkt für die feinen Höhenmessungen innerhalb der einzelnen, an die See grenzenden Staaten gebildet hat — die Schweiz nimmt den Spiegel des Genfer Sees als Nullpunkt an —, so sind die durch Nivellierung bestimmten Höhen in benachbarten Staatsgebieten aus obigen Gründen nicht streng untereinander vergleichbar. Der jetzige Ausgangspunkt für die in Deutschland gemessenen Höhen, der sog. Normal-Höhepunkt (NH.) bisher 37 ^{m} unter dem Normalhöhenpunkt der Berliner Sternwarte gelegen[7]), befindet sich nach den neusten Ausgleichsrechnungen nur 66 ^{mm} (= 0,$_{066}$ ^{m}) über dem Mittelwasser von Swinemünde und nur 3 ^{mm} (= 0,$_{003}$ ^{m}) über dem Nullpunkt des Amsterdamer Pegels (A. P.)[8]), welche beide früher als Ausgangspunkte für die Nivellierungen in den östlichen bezw. westlichen Provinzen Preußens dienten.

Hierbei mag auch darauf hingewiesen werden, daß zurzeit für die Küstenkarten der seemännischen Nationen mit ihren zahllosen Tiefenzahlen leider kein einheitliches Niveau wie z. B. das Mittelwasser als Ausgangspunkt gilt, sondern bald vom tiefsten Niedrigwasser (Frankreich), bald vom mittleren Niedrigwasser (Nordamerika), bald vom mittleren Niedrigwasser der Springzeit (britische und deutsche Seekarten) ausgegangen wird, d. h. also jeder dieser Staaten hat sein eigenes Küstenkartenniveau[8]). Da dieses aber durchschnittlich niedriger ist als das des Mittelwassers, so erscheint — und dies ist im Binnenlande wenig bekannt — das Meer auf den Küstenkarten tatsächlich etwas flacher, als es bei Mittelwasser ist.

Das Mittelwasser ist an den Küsten auch periodischen Schwankungen ausgesetzt, welche wesentlich meteorologischen Ursprungs sind und besonders in geschlossenen Nebenmeeren jährlich in die Erscheinung treten. Die Anschwellung folgt teils der Schneeschmelze im kontinentalen Zufuhrgebiet (Schwarzes Meer), teils der Hauptregenzeit (Ostsee im August). Anfüllung und Aussüßung heben das Meeresniveau längs der Küsten, da das

---

[5]) Strabo (I, Cap. III, § 11) verspottet wegen dieser Ansicht den Eratosthenes; s. auch Humboldt, Kosmos, Gr. Ausgabe, I, 1845, 24, 476. — [6]) A. Börsch, Vergleichung der Mittelwasser von Ost- und Nordsee, Atlant. Ozean und Mittelmeer, Berlin 1891. Auszug im Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 335 ff. — [7]) Die Zerstörung des Normalhöhepunktes (NH. 1879) infolge des Abbruches der alten Berliner Sternwarte (1913) und die dadurch notwendig gewordene Einführung eines neuen Normalhöhepunktes (NH. 1912) hat auf die Lage des Landeshorizonts keinen verändernden Einfluß (Jahresbericht d. Landesaufnahme für 1920 Berlin 1921, 37). — [8]) Krümmel, Ozeanographie I, 1907, 66 ff.

salzhaltigere Wasser bei gleicher Temperatur dichter ist und somit weniger Raum einnimmt als das ausgesüßte Wasser. Starke Verdunstung muß den Meeresspiegel umgekehrt tiefer legen (Mittelmeer im Sommer) und Dauerwinde können das Wasser aus den Nebenmeeren bis zur Erniedrigung der Strandlinie hinaustreiben, wie man im Roten Meere bei den Nordwinden des Sommers beobachtet hat. — Dazu treten im Gebiete großer Luft- und Strömungswirbel schwache Ungleichheiten des Meeresniveaus, im Innern derselben Senkung, nach Außen ein Ansteigen.

Eine solche Erscheinung hat man im europäischen Nordmeer nachgewiesen, wo der Spiegel längs einer breiten Fläche von Island bis zur Nordspitze Norwegens durchschnittlich 1 m tiefer zu liegen scheint als an den umgebenden Küsten[9]).

§ 199. Die Tiefenmessungen. Die einfache Sonde besteht in einer mit einem Gewicht beschwerten Leine, deren Länge nach eingewirkten Abzeichen abgelesen werden kann (Handlot). Das mit Talg bestrichene ausgehölte Ende des Lotes gestattet Bodenproben mit heraufzuholen. Es ist bei Untiefen und Küstenfahrten ein unentbehrliches Werkzeug der Nautik. Sollen die Ergebnisse zahlreicher Auslotungen zur Herstellung einer Karte der Plastik des Meeresbodens verwandt werden, so besteht die Schwierigkeit hauptsächlich in der genauen Feststellung des Schiffsortes bezw. der Lage der Einzellotung. Bei größeren Tiefen kommt es darauf an, einerseits das Gewicht und den Reibungswiderstand, welchen die Hanfleine im Wasser in steigendem Maße erfährt, je tiefer das Gewicht sinkt, möglichst einzuschränken, andererseits den genauen Zeitpunkt des Aufstoßens des Gewichtes auf dem Meeresboden festzustellen, um sofort die weitere Abwickelung der Leine einzuhalten. Je schwerer das Gewicht ist, um so rascher sinkt es in die Tiefe, die Schnelligkeit nimmt aber in gesetzmäßiger Weise mit der Tiefe ab. Das Auftreffen des Gewichtes wird durch den Augenblick bezeichnet, in welchem in die Abwickelung eine Unstetigkeit kommt. Endlich stellt das Erfordernis, jenes schwere Gewicht aus großen Tiefen wieder heraufzuwinden, gewaltige Anforderungen an die Spannkraft der Lotleine.

Alle diese Punkte haben zur Herstellung verschiedenartiger Lotapparate[10]) geführt, die, seit fünfzig Jahren angewandt, die großen Tiefen mit ausreichender Sicherheit bestimmen lassen, während die früheren Messungen höchst unzuverlässig waren. Als Lotleine wird jetzt der Stahldraht (Klaviersaite) angewandt. Die Trommel, von welcher er sich abspinnt, und deren Umdrehungen an einem Zählwerk abgelesen werden, besitzt eine mit wachsender Tiefe die Umdrehung verlangsamende Bremse, die den Apparat sofort zum Stillstand bringen läßt. Das Gewicht kann bei der Tragkraft des Stahldrahtes sehr beträchtlich sein. — Tiefen bis zu 3000 m etwa lassen sich leicht und sicher auch durch das Thomsonsche Tiefenlot bestimmen. Dieses enthält in dem stabförmigen Gewicht eine nach unten geöffnete, oben geschlossene starke Glasröhre, die innen mit chromsaurem Silber belegt ist. Beim Senken wird die eingeschlossene Luft komprimiert und das eindringende Seewasser zeigt durch Entfärbung des roten Chromsilbers genau an, bis auf welchen Raum die Luft zusammengepreßt war. Daraus kann man dann den Druck und die

[9]) H. Mohn, Die Strömungen des europ. Nordmeers. (Erg.-Heft Nr. 79 zu Pet. Geogr. Mitt. 1885, Taf. 1), gibt, obwohl durch spätere Arbeiten Mohns berichtigt (Pet. Mitt. 1888, LB. 98), eine gute Vorstellung des oben geschilderten Vorgangs. — [10]) Vergl. die Abbildung und Beschreibung der Apparate in Krümmel, Der Ozean, 1902, 42 ff. u. Handb. d. Ozeanographie I, 1907, 73 ff.

Tiefe, bis zu welcher man gelangt ist, berechnen. — Die eigentlichen Tiefenlote trennen die Belastung von dem Lot (Brookescher Apparat). Ein hohler Eisenstab, bestimmt die Bodenproben aufzunehmen und am Draht befestigt, wird durch schwere eiserne Ringe belastet, die in einer am oberen Stabende befindlichen Auslösungsvorrichtung hängen; sie streifen sich also beim Wiederaufwinden des Lotes ab und bleiben am Meeresboden zurück. Bei einem Gewicht von 100 kg vermögen sie den hohlen Zylinder meist tief in den Boden zu stoßen. Die Zeitdauer für eine einzelne Tiefseelotung und der Materialverlust bei einer jeden lassen es begreiflich erscheinen, warum die großen Tiefsee-Expeditionen nicht am gleichen Orte zahlreiche Lotungen auszuführen pflegen.

§ 200. Die Meerestiefen. Was die größeren Meerestiefen betrifft, so kannte man im 18. Jahrhundert noch kaum eine solche von mehr als 2500 m. Die weit übertriebenen Lotungsbefunde von 14—15000 m aus der Mitte des 19. Jahrhunderts[11]) gehören der Zeit unsicherer Apparate an und sind später nicht bestätigt. Erst seit den sechziger Jahren verfügte man über zuverlässigere Instrumente für Tiefenmessungen. Durch 20 Jahre galt dann die an der Ostküste Japans gefundene Zahl von 8500 m (8573 m) als größter Wert — also annähernd eine Tiefe, die der größten Erhebung der Erdrinde über dem Meeresspiegel entspricht (Himálaja 8840 m), — bis später noch weitere Vertiefungen des Meeresbodens im Stillen Ozean gefunden sind. In dem sog. Kermadec-Graben nördlich von Neuseeland (30° S, Atlas, Taf. 40) sinkt das Lot bis auf 9400 m (9427 m) herab und in dem tiefen Marianen-Graben im N der Karolinen ist 1899 eine Tiefe von 9636 m (12° 40′ N und 145° 40′ O) gelotet worden. Jedoch ist 1912 im Philippinengraben nahe der Nordspitze von Mindanao eine Tiefe von 9780 m gefunden. Ähnliche Tiefen hat man in den übrigen Ozeanen bis jetzt nicht entdeckt und die größte Tiefe innerhalb der Nebenmeere, die man bisher fand, übersteigt 6500 m wenig[12]) (s. u.).

Seit eine größere Reihe von Lotungslinien die Ozeane und Nebenmeere durchschnitten hat, hat es nicht an Versuchen gefehlt, durch Linien gleicher Meerestiefe (Isobathen) die einzelnen Tiefseebecken auf der Karte voneinander zu scheiden. Bis jetzt ist dies begreiflicherweise noch ein unsicheres Verfahren, das sich in weiten Gebieten nicht ohne Willkür durchführen läßt. Daher stimmen die Tiefenkarten zweier Autoren noch kaum überein; der Verlauf der Isobathen und damit die Gestalt der von ihnen umschlossenen Flächenfiguren tragen große Unterschiede der Auffassung zur Schau[13]), und eine einzelne neue Messung zwingt nicht selten, die Isobathen beträchtlich anders zu ziehen.

Der englische Faden. Mißlich ist hierbei, daß zwei verschiedenartige Maße noch völlig gleichberechtigt zur Anwendung kommen, der englische Faden (Fathom) und das Meter. Es ist

$$1 \text{ englischer Faden} = 1{,}_{82877}\,\text{m},$$

[11]) v. Boguslawski, Handbuch I, 57. — [12]) Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 207. Die frühere Messung von 7300 m in der Bandasee gilt als unzuverlässig. — [13]) Man kann dies kaum schärfer markieren als durch Gegenüberstellung der Tatsache, daß die (allerdings schon aus 1889 stammende) Karte Bartholomews, welche den früheren Berechnungen der Weltmeertiefen meist zugrunde lag, für die Flächen unter 5000 m etwa $25{,}_3$ Mill. qkm annahm, während die Darstellung Supans auf seiner „Tiefseekarte des Weltmeeres“ (Pet. Mitt. 1899) der Stufe unter 5000 m eine Fläche von mehr als 60 Mill. qkm zuweist und E. Kossinna nach den Grollschen Karten 89 Mill. qkm fand; vergl. hierzu die Tabelle S. 271.

so daß man behufs Verwandlung von Faden in Meter annähernd vom Doppelten der Fadenzahl den zehnten Teil abziehen kann. 1000 Faden = 2000 m — 200 m = 1800 m (genauer 1829 m); zieht man den zwölften Teil ab, so ist das Ergebnis noch etwas genauer. 2000 Faden = 4000 m — 333 m = 3667 m (genauer 3658 m). Es sind [14]):

100	Faden	= 183 m	rund	200 m	3000	Faden	= 5486 m	rund	5500 m
500	„	= 914 m	„	900 m	3500	„	= 6401 m	„	6400 m
1000	„	= 1829 m	„	1800 m	4000	„	= 7315 m	„	7300 m
1500	„	= 2743 m	„	2700 m	4500	„	= 8229 m	„	8200 m
2000	„	= 3658 m	„	3700 m	5000	„	= 9144 m	„	9100 m
2500	„	= 4572 m	„	4600 m	5500	„	= 10058 m	„	10100 m

§ 201. Die Gestalt des Meeresbodens [15]). Die Zahl der heutigen Messungen genügt bereits, um zu erkennen, daß weite, fast ebene Flächen am Meeresgrunde durchaus vorherrschen und ein lebhafterer Wechsel der Bodenneigung zu den Seltenheiten gehört. Von den früher vermuteten Seegebirgen, die man mit den festländischen Massen- und Kettengebirgen in Vergleich stellen könnte, hat man nichts gefunden. Wohl sind viele Gegenden des Meeres reich an vulkanischen Aufschüttungen, auch abgesehen von den als Vulkan- oder Koralleninseln aufragenden Pfeilern [16]), aber was an zusammenhängenden Erhebungen die benachbarten großen Senkungen überragt, trägt durchaus die Eigenart der breiten Landschwellen oder des Tafellandes an sich, die mit sanften Böschungen sich zu den größeren Tiefen neigen. Wir sprechen [17]) diese Großformen des Bodenreliefs als unterseeische Plateaus an, wenn

[14]) Umrechnungstabellen von Faden in Meter und umgekehrt im Geogr. Jahrb. VII, 1878, 664; daraus in Krümmel, Handb. d. Ozeanographie I, 1907, Anhang usw. — [15]) Für die kartometrische Ausnutzung von Tiefenkarten ist natürlich die Größe des Maßstabes sehr wichtig. Die drei Haupttiefenkarten der großen Ozeane in den Seeatlanten der deutschen Seewarte (S. 494) geben in Merkatorprojektion, 1 : 56000000, die Tiefsee-Isobathen in je 1000 m, stammen aber auch schon aus den Jahren 1897—1902. Sorgfältig war die Bearbeitung allen älteren und neueren Materials auf der „Tiefenkarte des Weltmeeres" (Äqu.-Maßst. 1 : 80000000), mit welcher A. Supan seinen Aufsatz „Die Bodenformen des Weltmeeres" (Pet. Geogr. Mitt. 1899, 177—188) begleitete. Die Karte enthält die Isobathen für je 1000 m, aber keine Tiefenziffern einzelner Lotungen. Gegen die Farbenwahl (Braun, Grün, Blau, Violett, Rot) ließe sich nicht viel einwenden, wäre nicht ungünstigerweise für die Stufe zwischen 4000 m und 5000 m ein ganz helles Blau gewählt, das nun zwischen dunklem Grün (3—4000 m) und dunklem Blau (5—6000 m) derart absticht, daß unser Auge, das an mit der Tiefe wachsende Schatten gewöhnt ist, große Schwierigkeit hat, sich diese hellen Flächen als tiefer denn die dunkelgrünen vorzustellen. Einheitlich ist dagegen die farbige Abstufung auf den Karten des großen Tiefsee-Atlas von 26 Bl. des Fürsten v. Monaco: Carte générale bathymétrique des Océans, Monaco 1905, in dem sehr großen Maßstab 1 : 10000000. Von J. Thoulet entworfen und Ch. Sauer bearbeitet, enthält er neben den Isobathen von 200 m, 500 m, 1000 m, 2000 m usw. die große Mehrzahl der Lotungen eingetragen. Die Polarkalotten zw. 72° Br. und 90° je 4 Bl. in gnomonischer Polarprojektion, die Flächen zw. 72° N u. 72° S in Merkatorproj. Vergl. hierzu Krümmels krit. Bemerkungen (Pet. Mitt. 1905, Lit.-Ber. 800). Im Jahre 1912 gab Max Groll sorgfältig bearbeitete Tiefseekarten der drei Ozeane in flächentreuer Azimutalproj., bezw. f. d. Atlant. Ozean in flächentreuer Zylinderproj. im Maßstab 1 : 40000000 heraus. Isobathen v. 1000 zu 1000 m (Veröff. d. Inst. f. Meeresk. Berlin, N. F. A., Heft 2; 2. Aufl. der Tiefseekarte des Stillen Ozeans in Z. f. Erdk. Berlin 1913). — [16]) S. in betreff der Gegenden mit steilen unterseeischen Böschungen: O. Krümmel, Ozeanographie I, 1907, 98. M. Groll, Unterseeische Gebirge (Z. f. Erdk., Berlin 1911, 117—24). — [17]) A. Supan, Die Bodenformen des Weltmeeres (Anm. 15). Krümmel (Ozeanogr. I, 100 ff.). Die Supanschen Vorschläge der allg. Terminologie der Bodenformen haben die Zustimmung der vom internationalen Geographenkongreß 1899 eingesetzten Kommission gefunden (Pet. Mitt. 1903, 151).

sie etwas steilere Randflächen haben; bei flacherer Erhebung hat man sie als Schwellen bezeichnet, und, wenn sich solche nach einer Richtung im besonderen Maße ausdehnen, als Rücken. Auch unter den Kleinformen finden sich Rücken vor. Die sich dem Meeresspiegel nähernden Einzelerhebungen gliedern sich in Kuppen und Bänke und, wenn sie der Schifffahrt gefährlich werden können (d. h. sich bis —11 m erheben), spricht man von Riffen, Gründen. Diesen Vollformen stehen dann wie auf dem Festland eine Reihe von Hohlformen gegenüber. Die tieferen Senken zwischen jenen Erhebungen zerfallen in Becken und Mulden oder bei steiler gestellter Umrandung in Gräben[18]), Buchten und Rinnen, deren tiefste Stellen den Namen Tief[19]) führen. Kessel und Furchen sind die Namen für die entsprechenden Kleinformen.

Der wesentlichste Unterschied der Formen des Meeresbodens gegenüber denen der trockenen Landfläche besteht in dem Vorherrschen größter Formen, in der Abwesenheit jener die Oberfläche im einzelnen ausgestaltenden Kleinformen, wie sie wesentlich den Atmosphärilien zu verdanken sind; es fehlt die Ausfurchung des Bodens durch strömendes Wasser. Abgesehen vom Gebiet der Flachsee, deren ausgesprochene Ebenheit der ausgleichenden Arbeit der Meereswellen entstammt, und der Meeresstraßen, wo Unterströmungen oft bis zu bedeutenden Tiefen den Ablagerungen entgegenarbeiten und die Zugänge offen halten, ist in den Tiefen des Meeres keine den Boden benagende Kraft wirksam. Derselbe ist die Stätte unausgesetzter Ablagerung und Auflagerung. Hierdurch werden mit der Zeit auch die durch vulkanische Kräfte hervorgerufenen Unebenheiten gemildert. Aber eben der große Reichtum an unterseeischen Vulkanbergen und Ausbrüchen beweist, daß am Meeresboden in tektonischer Hinsicht von völliger Ruhe nicht gesprochen werden darf. Manche Bänke lassen sich daneben unschwer auf Senkungen des Meeresbodens zurückführen, durch welche Inseln unter Wasser gesetzt werden (Tschagos-Bank im Süden Indiens, Taf. 35). Es wird sich nun freilich für immer der unmittelbaren Forschung entziehen, in welcher Weise die den tiefen Meeresboden zusammensetzenden Schichten gelagert sind. Im allgemeinen aber sind die Höhenunterschiede zwischen unterseeischen Plateaus und benachbarten Becken zu groß, als daß sich erstere durch einen verschiedenen Grad von Sediment-Auflagerung erklären ließen. Man wird die Mehrzahl der Erhebungen wie Einsenkungen auf schwache (epirogenetische, S. 303) Verbiegungen der Erdrinde und längs der steilen Abfälle auf Flexuren und Brüche zurückführen dürfen, ohne, wie gesagt, den Nachweis wie auf dem Lande durch Aufschlüsse und Bohrungen liefern zu können.

Von den verhältnismäßig steilen Böschungen mancher Inselsockel, die ja zugleich Teile des Meeresbodens sind, ist bereits bei den Vulkaninseln gesprochen worden (S. 485). Bei Koralleninseln neigt sich der Außenrand

[18]) Supan (a. a. O.) will den Namen Graben für diejenigen schmalen und langgestreckten Einsenkungen vorbehalten wissen, bei denen der eine (Kontinental-) Rand wesentlich höher als der andere (nach der offenen See zu gekehrte) ist. Vom genetischen Standpunkt aus hat man neuerdings gegen die Bezeichnung „Tiefseegräben" Einspruch erhoben, weil sie solche im tektonischen Sinn (S. 294) wahrscheinlich nicht seien (H. Stille, Alte u. neue Saumtiefen, Nachr. d. K. Ges. d. Wiss., Göttingen 1919, Math.-phys. Kl. 337 ff.). — [19]) Sir John Murray unterscheidet auf den 3 Karten des Schlußbandes des großen Challenger-Werkes (Summary of scientific results I, 1895) unter den Flächen, die von niedrigen Rücken umgeben sind, „Basin" (Becken) und „Deep" (Tiefe), letztere auf Tiefen unter 3000 F. (5500 m) beschränkend; das ist wohl ein zu mechanisches Verfahren.

der Riffe auf kurze Strecken in der Tat so steil wie die geradesten Talwände abwärts. Neben diesen rein örtlichen Erscheinungen zeigen sich aber auch längs langgestreckter Stufenränder steile Böschungswinkel, also große Höhenunterschiede auf nahbenachbartem Gebiete. Jede Karte mit zahlreicher eingetragenen Isobathen läßt solche Stellen leicht auffinden. Sie gehören vor allem der Region des Kontinentalabhangs an, den wir vorgreifend bereits früher den beiden schwächer geneigten Regionen der Flachsee und Tiefsee gegenübergestellt haben (S. 272).

Alle Kontinentalränder begleitet ein bald schmälerer, bald breiterer Gürtel von Flachsee, die sogenannten Schelfe (S. 272), eine meist sehr ebene Stufe, deren Grenze im allgemeinen längs der Isobathe von 200 m angenommen werden kann, weil dort sich eine steilere Böschung einzustellen pflegt. Aber manchmal findet diese Randstufe schon bei 50 m—100 m ihre Grenze, mitunter zieht sie sich mit verschwindender Neigung bis zu 300 m—400 m und mehr hinab, um erst dann rascher in die Tiefe zu fallen. Bei Steilküsten kann der vorgelagerte Schelf oft als eine durch die Brandungswelle bei positiver Strandverschiebung entstandene Strandterrasse (S. 351) angesehen werden. Wo der Flachseeboden beträchtlichere Unebenheiten zeigt, hat man es dagegen zumeist mit einer über Wasser umgestalteten, dann aber untergetauchten Landschaft zu tun; häufig ist diese vor Flußmündungen noch von Talsenken durchzogen, die bis zu gewaltigen Tiefen in ihre Sohle eingeschnitten sind [20]) (Atlas, Taf. 29, Golf von Viscaya gegenüber der Adourmündung) [21]).

Der Kontinentalabhang. Die Neigung des Übergangsgebietes, das von der Flachsee zu den tieferen Becken führt, steht dem mittleren Böschungswinkel unserer Hochgebirge kaum nach und kann 4°, 5°, ja mehr Grad erreichen. Man verkennt dies Verhältnis deshalb gewöhnlich, weil unsere Gebirgskarten uns die viel steileren Böschungen der einzelnen Talwände vor Augen führen.

In derartige Anschauungen muß man sich durch zahlreiche selbst ausgeführte Ausmessungen auf Karten einzuleben suchen. Der mittlere Neigungswinkel der Alpengipfel gegen die benachbarten Ebenen ist kaum irgendwo größer als am Südabhang des Monte-Rosa-Stocks gegen Biella (Atlas, Taf. 24). Bei 50 km Entfernung ist der Höhenunterschied 4400 m, der mittlere Neigungswinkel aber doch nur $4{,}4 : 50 = 0{,}09 = 5°$ (Atlas, Taf. 5). Beim Verfolg der 200 m und 2000 m-Isobathe längs der südeuropäischen Küsten wird man zahlreiche Stellen finden, wo diese Linien sich auf 20 km nähern. Dort ist also der Neigungswinkel auch $1800 \text{ m} : 20000 \text{ m} = 0{,}09 = 5°$. Leicht entdeckt man aber auf solchen Tiefenkarten Gegenden, wo die Böschung 10° — 20° beträgt wie an der Südwestecke Kretas (Taf. 26) oder im Südosten Siziliens (Taf. 27).

Der Boden der Tiefsee oder des eigentlichen Meeresgrundes mag noch ungleich zahlreichere Vulkanberggipfel tragen, als wir heute ahnen; die großen reihenförmigen Querlinien von Tiefenmessungen haben aber seine Allgemeingestalt als schwach geneigte Flächen, als Flachgrund klar gelegt. Wie wir die Hochplateaus unter der Gruppe der Hochländer abscheiden konnten (S. 382), so kann man die wahren Depressionsgebiete als Tiefbecken oder „Tiefen" im engeren Sinne unterscheiden. Nur läßt sich noch schwerer

[20]) Linhardt, Über unterseeische Flußrinnen (Jahresber. d. Geogr. Ges., München XIV, 1890/91, 21 ff.); s. auch Edw. Hull, Monograph on the Suboceanic Physiography of the North-Atlantic Ozean, London 1912. — [21]) Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 23. Capbreton-Tiefe 1 : 500000.

als beim Festland ein bestimmter Schwellenwert für diese Unterscheidung angeben, sobald es sich nicht wie bei früheren Betrachtungen um Masseneffekte theoretisch zusammengefaßter Hohlräume handelt (S. 273), sondern die wirklich vorhandenen Formen ins Auge gefaßt werden sollen. Es ist ein Unterschied, ob inmitten eines langsam sich nach der Mitte zu neigenden mächtigen Tiefseebeckens noch Vertiefungen, die den Schwellenwert übersteigen, finden, oder ob solche Einsenkungen sich plötzlich und unvermittelt im Relief bemerkbar machen. Will man den neuen Tiefenkarten trauen, so würde sich daraus das bemerkenswerte Resultat ergeben, daß innerhalb des weiten Flachgrundes der Ozeane nur selten sich Einsenkungen von mehr als 6000 m, und wie es scheint, keine von 7000 m und mehr finden. Dagegen treten diese beträchtlichen Tiefen und noch größere ausschließlich in der Reihe langgestreckter Tiefseegräben (Saumtiefen) auf, welche man auf Grund der neuen Tiefenmessungen längs verschiedener Kontinentalränder annehmen muß (§ 204).

§ 202. Benennung und Begrenzung der Ozeane[22]). Ein kurzer Blick in die Geschichte der Erdkunde lehrt uns, daß Ausgangspunkt und Gang der Entdeckungsgeschichte oft für Jahrhunderte maßgebend sind, um Namen für Meere und Meeresteile festzulegen, die die gelehrte Geographie erst Jahrhunderte später prüfte und in festere Grenzen einschloß.

Das Mittelmeer ist die Heimat der Nautik. Im Verhältnis zu diesem ist es begreiflich, wie sich solange die Namen der Westsee (Oceanus occidentalis) und Ostsee (Oceanus orientalis) für das, was wir jetzt das Atlantische und Indische Meer nennen, erhalten konnten. Daneben findet sich schon im Altertum derjenige eines Mare atlanticum, aber beschränkt auf die Gewässer längs der Außenküsten Europas, also als Teil der Westsee. Das Zeitalter der Entdeckungen hat diesen beiden die Namen der Südsee (Mar del Sur) und Nordsee (Mar del Norte) hinzugefügt, die für uns unverständlich wären, vergegenwärtigten wir uns nicht, daß sie von jenem Teil Zentralamerikas ausgegangen sind, der sich ostwestlich streckt. Seit Balboa 1513 den Isthmus überschritt und von Norden kommend ein neues Meer gen Süden vor sich sah[23]), eben seine „Südsee", breitete sich von hier aus rückwärts der Name des Nordmeeres allmählich über das ganze nordatlantische Becken aus, obwohl er für die Europäer keinen Sinn hatte. Das südatlantische Becken hieß, weil jenseits Äthiopiens gelegen, das Äthiopische. Gleichzeitig bürgerte sich der Name des Indischen Meeres ein. Die treffende Bezeichnung des Stillen Meeres (Mar Pacifico), die Magalhães dem Meere im W. Amerikas infolge seiner sturmlosen Fahrt von 1520/21 gab, hat sich ganz allmählich neben der der „Südsee" behauptet. — Obwohl nun z. B. Varenius für den Begriff eines einzigen „Atlantischen Ozeans" zwischen Alter und Neuer Welt schon 1650 eintrat, ihm das nördliche und südliche Becken unterordnend, nimmt ihn die Kartographie erst gegen Ende des 18. Jahrhunderts an. — Dagegen zeigt sie sich gefügiger gegen die Anregung des Franzosen Buache (1752), der dem Mar del Sur den Namen des Großen Ozeans vorbehalten wollte[24]). Die Berechtigung desselben ist früher dargelegt (S. 274). Die nautischen Kreise, Neuerungen von jeher wenig zugänglich, behalten bis heute den Namen der Südsee bei, der geographisch kaum gerechtfertigt ist, denn es handelt sich dabei um ein vom Äquator so ziemlich halbiertes Meer.

Schwierigkeiten bereitete den Theoretikern immer die südliche Begrenzung der offenen Ozeane. Hier entstand zu verschiedenen Zeiten ein neuer Südozean (Oceanus australis, Southern Ocean), dem z. T. das ganze Indische Meer als mäch-

---

[22]) O. Krümmel, Versuch einer vergleich. Morphologie der Meeresräume, 1879, Einleitung. — [23]) Peschel, Gesch. d. Erdk., 1877, 262. — [24]) Mém. de l'acad. roy. des sciences 1752 (Paris 1756).

tiger Busen zugehören sollte, während ihn andere auf die Zone vom Polarkreis bis zum 50° S (oder auch bis zur Treibeisgrenze) beschränkt wissen wollten, bis ihn die Engländer (1845) durch eine vorläufige Aufteilung auf die drei Hauptozeane wieder verschwinden ließen. Als konventionelle Grenzen wurden die drei von den Südspitzen der Kontinentalmassen zum Polarkreis verlaufenden Meridiane (S. 274) eingeführt (Atlas, Taf. 6) und die Polarmeere hinter die Polarkreise zurückgedrängt [25]).

So hat man also früher die Meeresräume ausschließlich nach der festländischen Begrenzung des Meeresspiegels eingeteilt und im Bedürfnis für die Größenangaben Anhaltspunkte zu gewinnen, auch rein ideelle mathematische Grenzlinien nicht verschmäht. Seit den Errungenschaften der letzten Jahrzehnte ist dies Verfahren nicht mehr statthaft. Diese haben uns neben den Tiefenverhältnissen selbst den großen Gegensatz kennen gelehrt, welcher zwischen einer dünnen oberflächlichen Schicht und den großen Tiefseemassen der Meere besteht. Wenn sich diese letzteren in unendlichen Zeiträumen auch langsam verschieben, so erscheinen sie doch in Ruhe im Verhältnis zu dem belebenden Wechsel der Temperatur und vor allem der Strömungen, die sich in den oberen Schichten vollziehen. Die Strömungskarten müssen wir mit zu Rate ziehen. Hier wird der Kreislauf selbständiger Stromsysteme wesentlich mit durch die horizontalen Umrisse der Meere bedingt [26]). Somit wird die Erstreckung der Flachsee bei Einteilung und Begrenzung mit eine Rolle übernehmen müssen. In zweiter Linie kommen unterseeische Schwellen und Rücken dabei in Betracht. Vielfach ruhen Inselketten auf gemeinsamen unterseeischen Plateaus, so daß die äußere Meeresbegrenzung durch jene Inseln damit zugleich eine solche nach der Tiefe ist. Statt längs des Polarkreises ziehen wir folgerichtig jetzt die Grenze des nordatlantischen Beckens und des europäischen Nordmeeres über den Färöer-Rücken, der Schottland mit Island verbindet. Aber am Südende der Ozeane fehlen, soweit wir heute wissen, solche westöstlich streichende Schwellen gänzlich, so daß es richtiger erscheint, hier ein Südpolarmeer verschwinden und die Ozeane bis an die Küsten der Antarktis sich ausdehnen zu lassen.

Hinsichtlich der Benennung der Tiefseegebiete stand die junge Wissenschaft der Ozeanographie keinen historischen Überlieferungen wie in betreff der Festländer gegenüber, sie hatte offenes Feld. Leider verständigte man sich nicht gleich anfangs über eine richtige Grundlage des Vorgehens. Es herrscht daher so wenig Übereinstimmung, daß die meisten Karten der Meerestiefen überhaupt jede Benennung vermeiden. Während die Engländer [27]) Schiffsnamen und solche bekannter Hydrographen für die Becken und Rücken wählen, ziehen die Deutschen [28]) mit Recht geographische, von benachbarten Kontinenten, Inseln und Küsten hergenommene Namen vor. Das reicht freilich für einzelne, mitten im inselosen Ozean liegende Tiefen oder Erhebungen nicht aus. Eine internationale Vereinbarung wird daher zu einer Kombination beider Methoden führen müssen [29]).

§ 203. Mitteltiefen der Einzelmeere. Die Methoden, mittels deren die mittleren Meerestiefen bestimmt werden, unterscheiden sich in nichts von den früher besprochenen zur mittleren Berechnung der Höhen (S. 255). Am sichersten geht man bei dem ebenen Verlauf des Meeresbodens zurzeit wohl

[25]) Dies schon 1845 in England vorgeschlagene Übereinkommen ist erst 1893 publiziert (The Geogr. Journal London, I, 535). — [26]) O. Krümmel, Morphologie der Meeresräume, 1879, 35. — [27]) S. besonders die Murrayschen Karten zum Challenger-Werk (Anm. 19). — [28]) Die Karten der Deutschen Seewarte; Supans Tiefseekarte (s. Anm. 15). — [29]) Eine auf dem VII. Internat. Geogr.-Kongreß zu Berlin 1899 zur Ausarbeitung von Vorschlägen gewählte Kommission (s. Verh. d. VII. Intern. Geogr.-Kongr. Berlin, I, 164—171, II, 370—392) hat sich bisher nur über die Gattungsnamen der Bodenformen (s. Anm. 17), nicht aber über die Einzelbenennungen verständigt.

immer noch auf dem Wege der Feldermethode, welche die mittlere Tiefe von Gradfeldern (Fünf-, Zwei-, Ein-, Halbgradfeldern) berechnet oder abschätzt und in geeigneter Weise das Mittel zieht. Dies Verfahren bietet den Vorteil, rasch auch die Mitteltiefen beliebiger Gruppen benachbarter Gradfelder zu bestimmen[30]) Eine weniger Zeit in Anspruch nehmende Methode[31]) besteht darin, daß man durch Auflegen von durchsichtigem, in Quadrate abgeteilten Papier auf die flächentreue Tiefseekarte mit Lotungswerten und Isobathen die Tiefe jedes Schnittpunkts des Liniennetzes bestimmt und das Mittel aus den Tiefen zieht. Ein anderes Verfahren geht von der planimetrischen Ausmessung von flächentreuen Tiefseekarten aus und bestimmt die Mitteltiefen mittels der hypsographischen Kurve (vgl. I, S. 255 und oben S. 272).

Die Mitteltiefe, die man bisher fast allein berechnet hat, gibt uns freilich keinen richtigen Anhalt für die mittlere Tiefe der Grund- oder Sohlenfläche der Meere, da sie die Randstufen oder die Böschungen der Becken gleichmäßig mit in Rechnung zieht. Diese mittlere Tiefe der Grundfläche ist es, welche man allein der mittleren Höhe des Plateaus (S. 382) gegenüberstellen kann. Bei ganz flachen Meeren fallen beide Werte zusammen, und ebenso überwiegt bei den großen Ozeanen die ausgedehnte Grundfläche derart die Randstufen, daß sich Mitteltiefe und mittlere Tiefe der Grundfläche nur wenig unterscheiden.

Größere Gegensätze zwischen beiden Werten treten aber bei Ingressionsmeeren (S. 284) wegen ihres vielfach kesselförmigen Charakters hervor. So erreicht die mittlere Grundflächentiefe im nördlichen und südlichen Teil des Karibischen Meeres etwa 4000^{m}, während die mittlere Beckentiefe 2500—2700^{m} nicht übersteigt. In der Celébes-See und Banda-See liegt die Grundfläche im Mittel 4500^{m} unter dem Meeresspiegel, während die ausgeglichene Mitteltiefe nur 3300 bzw. 3040^{m} beträgt. Bei Nebenmeeren, welche, wie das Australasiatische, die China-See, das Beringsmeer, aus tiefen Ingressionsbecken und ganz flachen Transgressions-Schalen oder Schelfen zusammengewachsen sind, gibt die Mitteltiefe also ein falsches Bild der Bodenplastik. Die Einbeziehung der im allgemeinen weit weniger tiefen Nebenmeere läßt die Mitteltiefe der großen Ozeane natürlich sinken, im beträchtlichen Maße jedoch nur beim Atlantischen Ozean.

Die Tiefenverhältnisse der Meeresräume.

I. Ozeane	Ohne Nebenmeere		Mit Nebenmeeren		
	Fläche Mill. qkm	Mitteltiefe Meter	Fläche Mill. qkm	Mitteltiefe Meter	Größte Tiefe Meter
Großer Ozean . .	165,$_7$	4280	180,$_1$	4030	9780
Atlantischer Ozean	81,$_6$	3940	106,$_0$	3330	8526
Indischer Ozean . .	73,$_5$	3960	75,$_0$	3900	7000
I. Ozeane	320,$_8$	4120	361,$_1$	3800	—

[30]) K. Karstens, Neue Berechnung der mittleren Tiefe der Ozeane nebst Kritik der verschiedenen Berechnungsmethoden, Kiel 1894. Ausführlich sind die einzelnen Methoden besprochen von Krümmel, Ozeanographie I, 137 ff., ebenso von E. Kossinna (Tiefen des Weltmeeres 1921, 19). — [31]) W. Meinardus, Eine neue Methode z. Berechnung mittlerer Meerestiefen (Verh. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1895, 63—68).

II. Nebenmeere[32])

Ingressionsmeere[33])		Fläche qkm	Mitteltiefe Meter	Größte Tiefe Meter
A. Im Arktischen Mittelmeer[34])		(10750000)	—	3850
1. Nordpolbecken		7300000	1600	3850
2. Europäisches Nordmeer		2700000	1570	3667
3. Baffin-Bai		750000	720	1898
B. Amerikanisches Mittelmeer[35])		4320000	2220	6269
4. Süd-Kariben-Meer		1960000	2640	5197
5. Nord-Kariben-Meer (Yucatan-See)		760000	2650	6269
6. Golf von Mexiko		1600000	1490	3809
C. Romanisches Mittelmeer		2970000	1430	4404
7. Ponente Becken	westliches Mittelmeer	580000	1750	3151
8. Tyrrhenisches Meer		240000	1310	3731
9. Sizilisches Meer	östliches Mittelmeer	200000	350	1630
10. Ionisches Meer		575000	2100	4404
11. Levante Becken		590000	1670	3890
12. Adriatisches Meer[36])		135000	240	1223
13. Griechisches Inselmeer		190000	570	2200
14. Schwarzes Meer mit Asow-Meer		460000	1120	2170
D. Im Austral.-asiatischen Mittelmeer[37])		(5000000)	—	6504
15. Südchinesisches Meer		2320000	1650	4965
16. Sulu-See	Die Molukken Seen	420000	1140	5575
17. Celebes-See		470000	3300	5777
18. Makassar-See		195000	970	2475
19. Molukken-See		310000	1880	4709
20. Ceram-See		210000	740	2077
21. Banda-See		740000	3040	6504
22. Flores-See		230000	1060	5120
23. Savu-See		105000	1970	3788
E. 24. Rotes (Mittel-) Meer		440000	1100	2359
25. Bahama-Randmeer[35])		400000	490	4186
26. Andamanen-Randmeer		800000	870	4177
27. Japanisches Randmeer		1000000	1350	3258
28. Ochotskisches Randmeer		1530000	840	3370
29. Westliches Beringsmeer vgl. 42[38])		1370000	1920	3939
30. Golf von Kalifornien		160000	850	2274
Summa: Ingressionsmeere		28740000	—	—
Transgressionsmeere (ohne Schelfe längs der Kontinentalküsten)				
A. Im Arktischen Mittelmeer		(3340000)	—	—
31. Barents-Meer[39])		2440000	155	420
32. Arktisches Straßenmeer		900000	110	415
B. Im Austral-asiatischen Mittelmeer		(3150000)	—	—
33. Malayisches Schelfmeer[40])		1750000	50	119
34. Nordaustralisches Schelfmeer		1400000	205[41])	130

[32]) Die obigen Zahlen schließen sich möglichst an die sorgfältigen Berechnungen E. Kossinnas v. 1921 an. Infolge der Abrundung kommen die Bedenken gegen einzelne Begrenzungen dieser Nebenmeere kaum in Betracht. — [33]) Ohne die Korallensee (4 Mill. qkm) im O. Australiens. Wegen der Gruppierung in Mittel- und Randmeere vgl. S. 285. — [34]) Das Arktische Meer hat $14_{,1}$ Mill. qkm und 1200 m Mitteltiefe. — [35]) Ohne Bahama-Meer. Das Bahama Meer, bisher nach Krümmel zum Amer. Mittelmeer gerechnet, ist besser als eigenes Randmeer anzusehen. Kossinna rechnet es zum Atlant. Ozean. — [36]) Vom Adriat. Meer sind volle $^2/_3$ Flachsee. — [37]) Das Austral-asiatische Mittelmeer hat $8_{,15}$ Mill. qkm und 1220 m Mitteltiefe. — [38]) Das Bering-Randmeer hat $2_{,27}$ Mill. qkm, 1440 m Mitteltiefe. — [39]) Die Barents-See ist hier nach Kossinna bis zum Kap Tscheljuskin gerechnet, was kaum richtig erscheint. — [40]) Golf von Siam, Borneo-See, Java-See. — [41]) Diese hohe Mitteltiefe folgt aus der Zurechnung des tiefen Grabens im SO von Timor.

Noch Transgressionsmeere:	Fläche qkm	Mitteltiefe Meter	Größte Tiefe Meter
35. Hudson-Bai (Mittelmeer)	1230000	130	229
36. St.-Lorenz-Golf (Laurent. Randmeer)	240000	125	589
37. Britische Randseen	180000	55	110
38. Nordsee mit Skagerak	575000	94	677
39. Ostsee mit Kattegat (Mittelmeer).	420000	55	463
40. Persischer Golf (Mittelmeer) . . .	240000	25	84
41. Ostchinesisches Randmeer	1250000	190	1651
42. Östl. Bering-Meer, vgl. 29	900000	70	111
43. Baßstraße (Südaustr. Randmeer) .	75000	70	82
Summa: Transgressionsmeere . .	11610000	—	—
Summa: II. Nebenmeere	40350000	—	—

Unter diesen Flachmeeren sind nicht enthalten die großen Schelfe längs der Kontinentalküsten, welche keine geschlossenen Meeresbecken bilden.

§ 204. Erläuterungen zur Tiefseekarte der Erde. Der am besten durchforschte Atlantische Ozean zeigt in der Mittelachse einen die Zickzacklinie der Ufer wiederholenden unterseeischen Rücken (Atlantische Schwelle), über dem das Senkblei selten mehr als 3000^{m} herabsinkt. Als Südatlantischer (oder Challenger) Rücken zieht er sich von Tristan da Cunha nordwärts bis zum Äquator. Nach einer Einsenkung, die südwestwärts zu einer sehr tiefen Rinne führt (bis 7000^{m}), erstreckt sich die Erhebung nach NW, um als Nordatlantische Schwelle unter dem Wendekreis sich nordostwärts zu wenden und zum Azoren-Plateau (Dolphin-Rücken) auszubreiten. — Hierdurch werden die großen atlantischen Mulden, die sich wieder in einzelne Becken und Mulden gliedern, längs der beiden kontinentalen Seiten geschieden. Gehen wir wieder von S aus. Die Ostatlantische Mulde beginnt mit einer mehr als 5000^{m} tiefen, aus hohen Breiten nordwärts ziehenden Mulde, die fast bis zum Wendekreis reicht (Kapmulde). Eine quer vom Atlantischen Rücken nordostwärts bis gegen die Walfisch-Bai ziehende Schwelle scheint die Nordgrenze für die kalten Polargewässer der Tiefe in der Kapmulde zu bilden. Denn das Tiefenwasser des von hier bis über den Äquator reichenden Westafrikanischen Beckens ist um 2° wärmer als das der Kapmulde. Etwa u. 10° N beginnt die Hauptmulde sich wieder bis unter 5000^{m} zu senken. Man kann die sich von hier bis in die Breite Portugals erstreckenden Einsenkungen der östlichen Hauptmulde die Nordafrikanische Mulde nennen. — Auch im W werden die tieferen Becken durch eine Querschwelle, die sich von der südbrasilianischen Küste zwischen 30° und 40° S ostwärts zum mittlern Rücken zieht, von den polaren Becken getrennt. Das breite Brasilianische Becken (0°—30° S) zeigt einzelne Einsenkungen bis über 6000^{m}. Ausgedehnter ist das Nordatlantische Becken mit ähnlichen Einsenkungen. Im Süden beginnt es mit der schmaleren Westindischen Mulde, an deren Westrand im Puertorico-Graben das Senkblei erst bei 8500^{m} den Boden erreichte. Zwischen den Azoren und der Neufundlandsbank sich gleichfalls verschmälernd hat die Westatlantische Mulde ihre Fortsetzung im Labrador-Becken (bis 4400^{m}). Eine Schwelle von rund 700^{m} Tiefe scheidet von diesem das Becken der Baffin-Bai. Im NO findet der Boden des Atlantischen Ozeans seine Grenze an dem von Schottland über die Färöer nach Island und von dort nach Grönland hinüber ziehen-

den Rücken (Isländischer Rücken), der, bis über 500 m unter dem Meeresspiegel hinaufreichend, verhindert, daß das kalte polare Tiefenwasser sich mit dem des Ozeans mischt (S. 524).

Das Bodenrelief der beiden anderen Ozeane scheint sich, soweit wir es heute beurteilen können, in einfacheren Verhältnissen zu bewegen. Der Indische Ozean, in weiten Erstreckungen gleichförmig etwa 4000 m tief, hat im Osten bis über 5000 m tiefe Becken, deren nördlichstes sich zwischen den Sunda-Inseln und Australien auskeilt, und hart an jenen Inseln einen der tiefen Gräben (Sunda-Graben 7000 m) einschließt, während das südlichere sich längs der Südküste Australiens hinzieht. Im Innern des Hauptbeckens bietet der schmale von den Malediven bis zu den Tschagosinseln reichende Tschagos-Rücken sowie die breitere Schwelle, auf der sich die Seychellen und die Maskarenen erheben (Maskarenen-Schwelle), die hauptsächlichste Gliederung. Madagaskar ist durch die Mozambique-Schwelle von weniger als 2000 m Tiefe mit Afrika verbunden. Im S dieses Ozeans scheint sich eine tiefe Mulde (über 5000 m) zwischen den breiteren Schwellen, auf denen sich im W die Crozetinseln, im O die Kerguelen erheben, meridional bis zu den tiefern Becken zu erstrecken, welche die Valdivia-Tiefsee-Expedition längs des 60° S aufgedeckt hat.

Im Großen Ozean findet eine allmähliche Senkung von Südost nach West und Nordwesten statt. Zwar finden wir an der Peruanischen Küste ein bis über 4000 m tiefes Becken, das hart an der Küste den schmalen Atakama-Graben (bis 7600 m) in sich schließt. Dann aber breitet sich bis zu der Gruppe der Niedrigen Inseln und nordostwärts über die Galápagos-Inseln bis nach Zentralamerika reichend eine einförmige Schwelle von weniger als 4000 m aus. Sie ist im N und W von tiefern Gewässern umgeben, die sich dann in der Westhälfte des Ozeans sowohl gegen Neuseeland hin als gegen Ostasien hin bis unter 5000 m herabsenken. Hart am ehemaligen Kontinentalrand hat man in dem Kermadec- und Tonga-Graben die gewaltigen Tiefen von 9000 m, ja 9400 m gefunden. Ob nun die große Westhälfte des nördlichen Stillen Ozeans abgesehen von der ausgedehnten Schwelle, auf der sich die Hawaii-Inseln erheben, überall mehr als 5000 m Tiefe besitzt, wie neuere Ozeanographen annehmen, ist noch fraglich. Jedenfalls ist dieser Teil des Ozeans wiederum durch drei der merkwürdigen Tiefseegräben ausgezeichnet, in denen das Senkblei stets mehr als 7000 m herabsinkt. Der schmalste scheint der Aleuten-Graben (7400 m) zu sein, der sich längs der gleichnamigen Inselkette bogenförmig herumzieht. Weit ausgedehnter an Fläche ist die Japanische Senke von sichelförmigem Umriß mit der Tuscarora-Tiefe (8500 m). Auch hat sich ein solcher Graben zwischen den Marianen und den Westkarolinen ergeben, der durch eine der größten Meerestiefen (9636 m), die man bisher aufdeckte, ausgezeichnet ist (Marianengraben). Noch tiefer senkt sich jedoch (bis 9780 m) der Philippinen-Graben im O dieser Inselgruppe (S. 499).

Das Nördliche Eismeer, aus zwei bis 3600 m reichenden tiefen Becken bestehend[42]), das wir nach obigem bei der Islandschwelle beginnen lassen,

[42]) Die seit 1868 in 78½° N auf den Karten verzeichnete große Tiefe von 4850 m ist 1898 durch die Nachforschung von Nathorst, der dort nur 3145 m lotete, nicht bestätigt (Geogr. Jahrb. XXIV, 1901, 184).

ist auch mannigfaltig gestaltet. Den Süden nimmt zwischen Norwegen, Spitzbergen und Grönland das Europäische Nordmeer ein. Längs des Nordrandes von Asien breitet sich ein mächtiger Schelf aus, bis nach Franz-Joseph-Land und Spitzbergen reichend. Dieser hat vor allem Veranlassung zu der frühern Annahme gegeben, daß das Arktische Polarmeer durchweg Flachsee sei. Aber die Forschungen Nansens haben gezeigt, daß diese flache Stufe plötzlich einem tiefen breiten Graben Platz macht, der sich bis auf 3850 m herabsenkt [43]) und vom Boden des Europäischen Nordmeers durch eine hohe Schwelle (800 m) getrennt ist. Wie weit sich diese Senke nach N erstreckt, wissen wir nicht. Vor der Hand wird man diesem Eismeer auf Grund dieser überraschenden Entdeckungen, welche die Kette vom Tiefbecken des Atlantischen Ozeans so weit nach N fortsetzen, wohl eine mittlere Tiefe von 1200 m zuschreiben dürfen. Über die Tiefen des Antarktischen Meeres haben die neuern Expeditionen manche Aufklärungen gebracht. Sie legen den Gedanken nahe, daß die Landflächen mehr der östlichen Antarktis angehören, wogegen der Westen mehr vom Meer eingenommen ist. Und hier scheint im S des Atlantischen und Indischen Ozeans ein sehr tiefes Becken weit nach S auszugreifen, da man noch südlich des Polarkreises mehrfach 5500 m [44]) lotete.

§ 205. Die regionale Bedeckung des Meeresbodens [45]). Nur wenige Stellen hat man gefunden, wo der Meeresboden aus festem Felsgestein besteht. Im Flachmeer können starke Gezeitenströme ihn allerdings reinfegen, und manche in Meeresstraßen stärker wirkende unterseeische Strömungen verhindern dort die Auflagerung lockerer Bedeckung. Im allgemeinen aber haben die heraufbeförderten Bodenproben lockeres Bedeckungsmaterial ergeben. Leicht erkennt man in diesem ein solches von kontinentalem in der Nähe von Land gebildeten (daher auch „terrigen" genanntem) und ein solches von marinem oder pelagischem Ursprung, ausschließlich aus Resten von Meerestieren und Erzeugnissen des Meeresgrundes [46]) bestehend. Unter den kontinentalen Ablagerungen erscheint es zweckmäßig, noch die küstennahen „litoralen" von den entfernteren „halb- oder hemipelagischen" zu unterscheiden.

Längs der Küsten tragen die Flüsse Massen von Sedimenten herab, die von dem Wellenschlag zu Sanden zerrieben werden [47]), um, je feiner sie sind, immer weiter seewärts zu gelangen. Dazu tritt der feinerdige Schlamm, der zwar rasch beim Eintritt des Flußwassers in das Salzwasser zu Boden gefällt, aber nachmals von den Wogen aufgewühlt durch Strömungen weithin verfrachtet und abgelagert wird. Dieser mit Resten von

---

[43]) Fr. Nansen, The Norwegian North Polar-Expedition, 1893—96, Scient. Results Vol. IV. 1904. — [44]) G. Schott, Bodenformen und Bodentemperatur des südl. Eismeeres mit Karte 1 : 25000000 (Pet. Mitt., 1905, 241 ff.). — [45]) O. Krümmel, Ozeanographie I, Kap. 2, Die ozean. Bodenablagerungen, 152—214; K. Andrée, Geologie des Meeresbodens, II, Bodenbeschaffenheit u. nutzbare Materialien am Meeresboden. Berlin 1920; mit Karte (flächentreue Proj. 1 : 90 Mill. i. Äqu. nach den Karten d. Atlant. u. d. Ind. Ozeans von E. Murray u. E. Philippi [Tiefsee-Exped. „Valdivia" X 1908]) und des Stillen Ozeans von E. Murray und G. v. Lee (Mem. of the Museum of Comp. Zoology. XXXVIII, Cambridge 1909); alle drei flächentreue Karten im Kugelmaßstabe 1 : 40 Mill. In nur 1 : 256000000 verzeichnet Krümmel (a. a. O. 192) die hauptsächlichsten Bodenarten. — [46]) Joh. Walther, Bionomie des Meeres (Teil I, Die Einleitung in die Geologie als histor. Wissenschaft, Jena 1893) und Lithogenesis d. Gegenwart (Teil III der Einleitung), 1894, 857—973. — [47]) Thoulets Klassifikation der Meeressedimente nach Verhältnis von Sand und Schlamm (Geogr. Jahrb. XX, 1897, 196.)

Seetieren bereits durchsetzte Schlick bedeckt die Übergangszone von Flach- und Tiefsee und auch den Boden der meisten tiefen Nebenmeere. Je nach den Ursprungsstätten oder besonderen Beimischungen hat dieser Seeschlamm verschiedene Färbung. Am verbreitetsten ist der blaue Schlick, und das Auftreten desselben in antarktischen Regionen ist einer der Gründe dafür, daß größere Festlandsmassen in der Antarktis zu vermuten sind. Örtlich gesellen sich zu diesen Gebilden vulkanischer und Korallenschlamm, was bei der weiten Verbreitung unterseeischer Vulkanausbrüche, die Asche und Bimstein massenhaft auswerfen, nicht verwundern kann.

Kann man die Beimischung von Seetiergehäusen und deren Reste in den kontinentalen Ablagerungen durchschnittlich bereits zu 20—30 % annehmen, so überwiegen dieselben in der allgemeinen Bodenbedeckung aller tiefen Meeresbecken bis etwa 4—5000^{m} herab. Erst die Schleppnetzfänge und Wasserschöpfvorrichtungen der letzten Jahrzehnte haben uns einen Begriff von der erstaunlichen Menge von Lebewesen gegeben, die das Meer beherbergt. Das Pflanzenleben erlischt allerdings sehr bald und reicht im allgemeinen nicht über eine Schicht von etwa 250^{m}, oder so weit das Meer noch vom Sonnenlicht durchleuchtet wird. Aber das Tierleben entwickelt sich in erstaunlicher Fülle auch in größern Tiefen und muß also, soweit es Kalk oder Kieselsäure ausscheidet, nicht wenig zur Bildung eines Tiefseeschlammes beitragen. Diesem mischen sich alle diejenigen feinverteilten Produkte bei, die von Wind oder durch Strömungen über die Ozeane ausgebreitet werden, wie z. B. die Staubfälle, welche im Nordostpassat oft auftretend aus der Sahara stammen, oder die Aschenregen vulkanischer Ausbrüche lehren. Auch kosmischer Staub fehlt den Bodenproben nicht.

Unter dem Namen Plankton (*πλάζω*, umhertreiben) hat man seit einigen Jahrzehnten alle die zahllosen kleinen Organismen zusammengefaßt, die schwimmend, aber willenlos den Bewegungen des Wassers folgend, alle Meeresschichten erfüllen — im Gegensatz zum Nekton (*νηκτός*, schwimmend), den selbsttätig schwimmenden Tieren, und dem Benthos (*βένθος*, die Tiefe), dem Inbegriff aller an den Meeresboden gebundenen kriechenden oder festgewachsenen Tiere.

Dieses Plankton liefert also in erster Linie das Material zum organischen Tiefseeschlamm, der zu 60—80% aus solchen kalk- oder kieselhaltigen Tierresten besteht. Einem Regen gleich sinken die Schalen und Skeletteile nun beständig in die Tiefe. Wenn trotzdem die tiefsten Becken nur unbedeutende organische Beimischungen zeigen, so rührt dies offenbar von einer sich immer verstärkenden Zersetzung der Organismenreste her, welcher sie beim Herabsinken ausgesetzt sind. Der mit der Tiefe zunehmende Kohlensäuregehalt des Wassers löst die Kalkgehäuse unter wachsendem Druck mehr und mehr auf, und so kommt es, daß kalkige Ablagerungen nur die Erhebungen des Meeresbodens (bis 4—5000^{m} unter dem Meeresspiegel) bedecken. Infolge des Vorherrschens einer Gattung von Foraminiferen, der Globigerina, hat man die verbreitetste dieser Kalkschlammbedeckungen Globigerinenschlamm benannt. Auf dem Rücken im südatlantischen Ozean überwiegt dagegen der Pteropodenschlamm, erfüllt von den Schalen winziger Mollusken, in den arktischen Regionen der von den Kieselpanzern der mikroskopischen Algen durchsetzte sog. Diatomeenschlamm[48]).

[48]) Die oben genannten Bodenbedeckungen nennt Krümmel, weil hauptsächlich auf den großen unterseeischen Schwellen und Rücken abgelagert, epilophische (aus *λόφος*, der Nacken), denen er die abyssischen (Tiefseeton und Radiolarienschlamm) gegenüberstellt.

Aus den Tiefen von mehr als 4000 m hat man zumeist einen weichen Ton von roter Farbe, den Tiefseeton, heraufgeholt, in dem die organischen Beimischungen nur noch etwa 10 % bilden. Er ist von größter Verbreitung und scheint ein Zersetzungsprodukt vulkanischer Auswurfsstoffe zu sein. Hier und da wird er an den tiefsten Stellen von einem Schlamm abgelöst, in dem die Kieselpanzer winziger Strahl- oder Gittertiere auftreten, dem sog. Radiolarienschlamm.

Die Berechnungen der Flächen, welche von diesen Ablagerungen bedeckt werden, leiden noch sehr an der Unsicherheit der Grenzeinzeichnungen. Die neuesten derselben[49]), nehmen rund 25 Prozent des Meeresbodens für die Ablagerungen kontinentalen Ursprungs in Anspruch; unter denjenigen pelagischer Herkunft scheint der Globigerinenschlamm (37%) doch beträchtlich zu überwiegen. Die neue Berechnung gibt dem Tiefseeton nur 29%.

Der Tiefseeton nimmt unser Interesse auch insofern in Anspruch, als man in den Sedimenten der Landfläche keinem ähnlichen Gebilde begegnet ist, während die kontinentalen Ablagerungen der Form und Zusammensetzung nach ebenso wiederkehren wie der Globigerinenschlamm, dem man die Schreibkreide und Nummulitenkalke rücksichtlich ihrer Bildungsweise an die Seite stellen kann. Man wird daraus allerdings nur schließen dürfen, daß die heute vom Tiefseeton bedeckten Flächen seit Beginn dieses Niederschlages niemals in beträchtlich höherem Niveau gelegen, vor allem der Landfläche nicht angehört haben werden.

II. Das Meerwasser.

§ 206. Chemische Zusammensetzung des Meerwassers. Man hat Wasserschöpfapparate hergestellt, welche gestatten, Wasserproben aus jeder beliebigen Meerestiefe zu schöpfen, ohne daß diese beim Heraufziehen sich wieder mit solchen anderer Schichten mischen. Meist handelt es sich um einen beiderseits geöffneten Metallzylinder, durch den also das durchsunkene Wasser zunächst durchlaufen kann, bis in bestimmter Tiefe die Deckel oder Ventile durch — längs der Leine — nachgesandte Gewichte oder selbsttätig mittels Gegendrucks des Wassers beim Hinaufziehen geschlossen werden.

Die chemische Analyse solcher Proben hat ergeben, daß das Oberflächen-Wasser der offenen Ozeane durchschnittlich etwa 35 Promille fester Stoffe in aufgelöster Form enthält, die bei Verdampfung als feste Bestandteile zurückbleiben; es sind dies insgesamt die sog. Meeressalze, unter denen Kochsalz die Hauptrolle spielt. Danach würde sich bei vollkommener Verdunstung des Meereswassers eine Salzschicht von etwa

[49]) Krümmel 1907 (a. a. O. 205) u. K. Andrée (Anm. 45, S. 554) geben Schätzungen für die einzelnen Ozeane. — [50]) S. die älteren Murrayschen Berechnungen in metrisches Maß übertragen von A. Supan in Pet. Mitt. 1892, LB. 1164. Überträgt man die neuern Murrayscher Werte richtig (Andrée nahm die 59-mile zu $2{,}_{56}$ statt $2{,}_{59}$ qkm an), so beziehen sich beide Berechnungen fast auf die gleiche Gesamtfläche. Im einzelnen entfallen in Mill qkm:

nach	Litorale Ablag.	Hemipelag. (Schlick)	Globig.-Schlamm	Pteropod.-Schlamm	Diatom.-Schlamm	Tiefsee-ton	Radiolarien-Schl.
Krümmel (1907) . .	$33{,}_0$	$55{,}_7$	$105{,}_6$	$1{,}_4$	$23{,}_2$	$130{,}_5$	$12{,}_2$
Murray (1908/9) . .	$89{,}_9$		$130{,}_4$	$1{,}_3$	$26{,}_5$	$102{,}_8$	$10{,}_4$

Krümmel wies auch die großen Flächen von nur 3—4000 m Tiefe im Stillen Ozean dem Tiefseeton zu (?).

62 m Höhe auf dem Boden absetzen, eine Menge, die die drei großen Mittelmeere, das Amerikanische, Romanische und Australasiatische, bis zum Rande ausfüllen würde [1]).

In 1000 Gramm Meerwasser befinden sich 35 Gramm Salze, in einer Tonne von 1000 kg also 35 kg. Da wir früher die gesamte Meeresmasse zu 1372000000 cbkm annahmen (S. 270) so müssen wir zunächst das Gewicht dieser Wassermasse bestimmen, um die absolute Menge darin gelöster Salze annähernd zu schätzen. Infolge der Zusammendruckbarkeit des Meerwassers hat dasselbe durchschnittlich ein höheres spezifisches Gewicht a s an der Oberfläche; dies kann zu $1{,}_{0367}$ oder rund $1{,}_{04}$ angenommen werden (S. 496). Es wiegt also das Wasser des Meeres, da 1 cbkm reines Wasser von 4° C ein Gewicht von 1000 Mill. Tonnen hat, $1372 \times 1000 \times 1{,}_{04} = 1426900$ Bill. $= 1{,}_{4269}$ Trill. Tonnen ($= 1427{,}_{4}$ Trill. kg). Wenn nun in jeder Tonne 35 kg feste Salze enthalten sind, so würde sich bei völliger Verdunstung des Meeres eine Salzschicht von 49945 ($= 1427{,}_{4} \times 35$) Billionen Tonnen niederschlagen. Diese nehmen, wenn die Salze durchschnittlich ein spezifisches Gewicht von $2{,}_{22}$ besitzen, daher einen Raum von 22500000 cbkm ein ($= 49927$ Bill. cbkm : $2{,}_{22}$). Bei gleichmäßiger Verteilung über die Meeresfläche [2]) (361000000 qkm) würde sich also eine Schicht von rund 62 ($62{,}_{3}$) m Höhe ($= 22{,}_{5}$ Mill. cbkm : 361000000 qkm) bilden.

Der Promillegehalt des Meerwassers an Salzen wechselt, wie wir sehen werden; aber außerordentlich gleichförmig ist das Verhältnis der einzelnen Bestandteile unter ihnen in allen Zonen und Tiefen gefunden. Die Chlorverbindungen herrschen durchaus vor und betragen [3]) ca. 89% aller Rückstände, gegen 11% entfallen auf schwefelsaure und nur $^1/_3$% auf kohlensaure Salze. Unter den ersten ist das Kochsalz (Chlornatrium) Hauptbestandteil (78%), von ihm rührt der salzige Geschmack des Meerwassers her; an trockenen Küsten salzarmer Länder verschafft man sich in sog. Salzgärten durch Verdunsten des Meerwassers das nötige Salz. Dazu tritt Chlormagnesium (bis 11%), welches mit dem Bittersalz (schwefelsaure Magnesia fast 5%) dem Meerwasser den widerlich bitteren Geschmack verleiht. Der Kalkgehalt tritt wesentlich in der Form des Gipses (schwefelsaurer Kalk = $3\,^1/_2$% bis 4%), nur unbedeutend in der des kohlensauren Kalkes auf [4]). Das letztere kann verwundern, da umgekehrt bei den Flüssen unter den chemischen Beimischungen kohlensaurer Kalk die Hauptrolle spielt, Kochsalz ganz zurücktritt (S. 334). Man muß daraus schließen, daß der Salzgehalt des Meeres nicht von den kontinentalen Zufuhren allein herrührt. Längst ist die Ansicht aufgegeben, daß derselbe auf großartige Salzlager am Meeresgrund zurückzuführen sei. Sie wird schon durch die Erfahrung widerlegt, daß in einer so außerordentlich verdünnten Salzlösung, wie sie das Meer darstellt, unmittelbare Salzniederschläge sich überhaupt nicht bilden können. Dasselbe haben aber auch die Grundproben bestätigt. Der Salzreichtum scheint daher dem Ozean schon zur Urzeit eigen gewesen zu sein, wenn auch nicht im gleichen Grade wie heute, weil die Gesteinsbildung einen großen Teil der einstigen Wassermasse der Erde verbraucht hat. Man

[1]) Krümmel, Handb. der Ozeanographie, I, 1907, 227. — [2]) Wenn v. Richthofen (Das Meer u. d. Kunde v. Meer, Festrede, Berlin 1904, 12) der Salzschicht eine Dicke von 40 m gibt, so ist zu beachten, daß er die Salzmasse auf die ganze Erdkugel (510000000 qkm) verteilte. — [3]) Obige Prozentzahlen nach Dittmar (Challenger Report, Phys. and Chemistry I, 1884). — [4]) Näheres über die Einzelstoffe bei Thoulet, Océanographie stat. 1890, 286 ff., Krümmel, Handbuch I 1897, 218 ff.

müßte ihn in diesem Falle auf eine mächtige Entgasung des sich abkühlenden Erdkörpers zurückführen, die gleichzeitig die gewaltigen Wassermassen des Meeres in Gasform mit ausschied, bevor sich diese verdichteten[5]).

Die großartigen chemischen Umsetzungen, welche im Meere vor sich gehen, werden wesentlich durch die in ungeheuren Mengen vorhandenen Organismen vermittelt. Einmal, indem aus den absterbenden und faulenden Tierresten Schwefelwasserstoff und damit mittelbar unter Hinzutritt von Sauerstoff Schwefelsäure entsteht, welche den kohlensauren Kalk in Gips verwandelt. Dieser wird von den Pflanzen aufgenommen und in organisch saure Kalksalze umgesetzt, welche dann das Material zu den Ausscheidungen kohlensauren Kalkes in den Skeletteilen der von jenen Pflanzen lebenden Tiere abgeben, ähnlich wie die äußerst geringen Spuren von Kieselsäure genügen, um Billionen feiner Panzer mikroskopischer Organismen zu erzeugen.

An Gasen enthält das Meerwasser Kohlensäure und atmosphärische Luft. Die erstere rührt von dem Lebensprozeß der Tiere her, die Kohlensäure ausatmen. Ein Teil derselben wird in den oberen Meeresschichten von den Meerpflanzen allerdings wieder verbraucht. Da sich nun auch in den Tiefen, trotzdem die Pflanzen fehlen, doch keine wesentlich größere Menge Kohlensäure findet, so spricht dies für einen Kreislauf der Gewässer in der Tiefe. — Die Luft wird vom Meere an seiner Oberfläche aufgenommen, und zwar in desto größerem Maße, je kälter es ist, wie dies auch beim reinen Wasser der Fall ist. Aber während die Atmosphäre sich bekanntlich aus 21 Raumteilen Sauerstoff und 78 Teilen Stickstoff zusammensetzt, besteht die von der Meeresoberfläche absorbierte Luft zu etwa $^1/_3$ aus Sauerstoff und nur zu fast $^2/_3$ aus Stickstoff, was für die durch Kiemen atmenden, übrigens an Sauerstoffverbrauch sehr wenig Ansprüche erhebenden Wassertiere von großer Bedeutung ist. In der Tiefe wird der Sauerstoff allmählich durch den Atmungsprozeß der Seetiere und die Verbrennung faulender Stoffe vermindert, während der Stickstoffgehalt der gleiche bleibt. Dies gibt einen äußerst wichtigen Anhaltspunkt, die Herkunft des Tiefenwassers zu bestimmen (§ 212). Reichtum an Sauerstoff zeigt immer an, daß das Wasser als Oberflächenwasser vor nicht langer Zeit in die Tiefe gelangt ist, er kann aber auch örtlich durch vegetabilisches Plankton erzeugt werden.

§ 207. Das spezifische Gewicht des Meerwassers[6]). Da die feinere Bestimmung des Salzgehaltes im Meere mittels chemischer Analyse und Wägung auf dem schwankenden Schiff ausgeschlossen ist, bestimmt man die Gesamtmenge desselben auf mittelbarem Wege. Man wählt dazu einmal Aräometer (Hydrometer) von feiner Empfindlichkeit, welche noch Bruchteile von Tausendsteln des spezifischen Gewichts unterscheiden lassen. Auch hierbei hindern die Schiffserschütterungen leicht die genaue Ablesung des Skalenteils, bis zu welchem das Aräometer in die Wasserprobe eingesunken ist. Auch verwendet man u. a. ein leicht zu beobachtendes Refraktometer in Gestalt eines kleinen Fernrohrs, in welchem gleichzeitig die Brechungsexponenten je eines Tropfens reinen Wassers und des zu prüfenden Salzwassers abgelesen werden.

Das Meerwasser hat infolge seines Gehaltes an gelösten Salzen ein etwas größeres Gewicht als das reine Wasser. Ein Liter oberflächlichen Seewassers wiegt etwa 1024 bis 1028 Gramm. Das Gewicht hängt zu-

[5]) v. Richthofen, Das Meer (Anm. 2), 16. — [6]) Vergl. O. Krümmel, Handb. d. Ozeanographie I, 1907, 228 ff.

gleich von der Temperatur ab, weshalb man, um ein und dasselbe Aräometer gebrauchen zu können, den jeweiligen Salzgehalt erst auf eine bestimmte Normaltemperatur zurückführen muß.

Leider herrscht über letztere noch keine Übereinstimmung; in Deutschland, Rußland, Skandinavien wird auf die Zimmertemperatur von $17{,}5^0$ C (= 14° R.) reduziert, in England auf 60° F. (= $15{,}56^0$ C), während es am richtigsten wäre, auch hier wie bei so vielen anderen Temperaturkorrektionen auf 0° C zu reduzieren.

Unter spezifischem Gewicht eines Körpers oder der Dichte versteht man in der Physik bekanntlich das Verhältnis seiner Masse zu der Masse eines gleichen Volumens reinen Wassers von 4° C. Leider bildet letzteres aber wiederum zurzeit nicht allgemein die Einheit des Vergleiches, vielmehr wählt man in Deutschland meist die obige Zimmertemperatur von $17{,}5^0$ C, in England bald 4° C, bald $15{,}56^0$ C zur Einheit und erhält auf diese Weise verschiedene „Spezifische Gewichte S", die zu steten Umrechnungen zwingen. Man bezeichnet sie der Kürze wegen mit

$$S\binom{17^0{,}5}{17^0{,}5}, \quad S\binom{15^0{,}56}{15^0{,}56}, \quad S\binom{15^0{,}56}{4^0}, \quad S\binom{0^0}{4^0}, \quad S\binom{4^0}{4^0}.$$

Nur die drei letzten Werte entsprechen dem „absoluten spezifischen Gewicht" oder der Dichte, eben weil sie auf reines Wasser zu 4° C bezogen sind. In Deutschland bezeichnet man nur den letztgenannten Ausdruck als absolutes spezifisches Gewicht des Meerwassers; t° ist darin die jeweilige örtliche Temperatur.

Man hat nun den Salzgehalt, der einem Wert des durch das Aräometer gefundenen spezifischen Gewichts entspricht, zu bestimmen und daraus eine sog. Salzgehaltskonstante zu berechnen gesucht, mit der man die Bruchziffer des spezifischen Gewichts zu multiplizieren hätte, um den Salzgehalt in Grammen zu erhalten. Diese Ziffer ist bei den verschiedenen Einheiten, von denen man ausgeht, verschieden, sie beträgt etwa 1309 für das spezifische Gewicht $S\binom{17{,}5^0}{17{,}5^0}$ und einen Salzgehalt von 25 bis 35 ‰, ist aber kleiner für geringeren Salzgehalt[7]). Man hat also: Promille des Salzgehalts = 1309 × Bruchziffer des spezifischen Gewichts. Es entsprechen sich, da (1,025 — 1) × 1309 = 0,025 × 1309 = 32,7 sind:

Spezifisches Gewicht . . .	$1{,}025$	$1{,}026$	$1{,}027$	$1{,}028$	$1{,}029$
Salzgehalt für $S\binom{17{,}5}{17{,}5}$.	$32{,}7$	$34{,}0$	$35{,}3$	$36{,}6$	$38{,}0$.

Man besitzt Tabellen zur Umrechnung aller dieser Angaben[8]), zugleich aber auch solche über die Dichte des Seewassers bei verschiedenen Temperaturen bezw. verschiedenem Salzgehalt[9]).

Die Schwankungen des Salzgehalts. Auf der Oberfläche der großen Ozeane[10]) schwankt der Salzgehalt zwischen 31 und 38 Promille, das spezifische Gewicht zwischen 24 bis 29 (wenn man der Kürze wegen nur die Tausendstel desselben namhaft macht[11]). Er ist am stärksten (bis 37 im nördlichen Atlantischen Ozean) in der Region der Passate, weil diese trockenen Winde die Verdunstung im hohen Grade befördern, nimmt ab auf 34—35 in der Zone der Windstillen, nördlich des Äquator, woselbst neben der Verringerung der Verdunstung auch die äquatorialen Regen noch erniedrigend

[7]) Nach Knudsen, s. Krümmel a. a. O. 237. — [8]) Thoulet, Océanogr., 227. — [9]) M. Knudsen, Hydrograph. Tabellen, Hamburg 1901, mit Nachtrag 1904. Vergl. Auszug bei Krümmel, 234. — [10]) Gerh. Schotts „Karte des Salzgehaltes im Oberflächenwasser der Ozeane", Äqu.-Maßst. 1 : 80000000 nebst Text in Pet. Geogr. Mitt. 1902; Krümmel, räuml. Verteilung d. Salzgehalts a. a. O. 324—69. — [11]) Diese Tausendstel bezeichnet man auch mit $\sigma_0 = (s_0 - 1) \cdot 1000$, wobei s_0 das spezif. Gewicht des Meereswassers bei 0° C, bezogen auf destilliertes Wasser bei 4°, bedeutet.

wirken. Der Golfstrom befördert salziges Wasser (35—36) nordostwärts nicht nur bis an die Küsten Europas, sondern bis in das Eismeer jenseits des Nordkaps, während die kalten Strömungen mit ihren schmelzenden Eisbergen längs der Küste Nordamerikas schwach salzhaltiges Wasser (32—33) südwärts führen. Ähnliches wiederholt sich im Stillen Ozean, nur daß hier und im Indischen Ozean die höchsten Werte nicht gefunden sind.

Bei der Größe der atlantischen Abdachung, die dem Atlantischen Ozean so viel reichlichere Menge süßen Wassers zuführt, sollte man das Gegenteil erwarten. Aber gerade diese öffnet ihm mit seiner Umsäumung niedrigen Landes — im Gegensatz zur umschlossenen Umrandung der anderen Ozeane — die Landfächen und ermöglicht den Westwinden die Entführung gewaltiger Dampfmassen bis in das abflußlose Innere von Asien, bedingt also dauernden Wasserverlust und damit den höheren Salzgehalt im Ozean[12]).

Unter den Mittel- und Nebenmeeren treten große Gegensätze hervor. Romanisches Mittelmeer und Rotes Meer sowie der Persische Golf, nur durch enge Straßen mit den Ozeanen verbunden, erheben ihre Salinität infolge starker Verdunstung durchweg auf mehr als 37 und erreichen innerhalb der mehr im Wüstengürtel eingebetteten Gebiete 38, 39, ja im Norden des Roten Meeres selbst 41. — Das Amerikanische Mittelmeer, größtenteils noch durch die Passate beeinflußt, hat auch noch ziemlich hohen Salzgehalt (über 35). Das Australasiatische dagegen, weil in der feuchten Äquatorialzone gelegen, nur 32—34. Längs der Küsten wird infolge des Zuflusses süßen Wassers der Salzgehalt geringer, im St. Lorenz-Golf beträgt er nur $30,_5$. Dasselbe gilt von Binnenmeeren inmitten ausgebreiteter Flußgebiete, wie dem Schwarzen Meer, das 17—18 Promille Salzgehalt besitzt, und der Ostsee, bei welcher dieser nirgends 12 übersteigt, im Norden und Osten aber viel geringer (3 und 4) ist.

Die Unterschiede des Salzgehaltes an der Oberfläche verschwinden in den großen Ozeanen meist schon in Tiefen von 400 m—500 m; man begegnet im allgemeinen einer geringen Abnahme des Salzgehalts bis etwa zur Tiefe von 2000 m, und dann wieder einer kleinen Steigerung, was mit der Wanderung der gelösten Salze nach den kälteren Tiefenschichten zusammenzuhängen scheint. Am Meeresboden hat sich der Salzgehalt ziemlich gleichmäßig zu $34,_5$—$35,_5$ gefunden, wenn diese an sich nicht wahrscheinlichen Differenzen in den Tiefen nicht überhaupt noch als Messungsfehler gelten müssen. In abgeschlossenen Nebenmeeren ist er in der Tiefe ausnahmslos stärker als an der Oberfläche. Besonders interessant sind diese Verhältnisse in den Meeresstraßen und kleinen Zwischenmeeren zwischen offenen Teilen des Ozeans und seinen Binnenmeeren, in denen sich Strömungen verschiedenen Salzgehaltes übereinander schichten. In Tiefen von mehr als 30 m ist der Salzgehalt am Boden der Ostsee nicht mehr als 10, in der Beltsee 25—30, im Skagerrak dagegen $35,_5$ wie im offenen Ozean[13]).

§ 208. Die Farbe des Meeres. Die Durchsichtigkeit des Meerwassers ist im allgemeinen eine hohe, viele tropische Meere sind wegen ihrer kristallenen Klarheit berühmt. Man prüft die Durchsichtigkeit durch Bestimmung der Tiefe, bis zu welcher man herabgelassene weiße Scheiben noch erkennen

[12]) A. Woeikof, Der Salzgehalt der Meere und seine Ursachen (Pet. Mitt. 1912, I, 5—8, mit Karte 1 : 80000000). — [13]) O. Krümmel (Pet. Mitt. 1895, 81 ff. mit Karte und Profilen).

kann. Im Ionischen Meere hat man die Grenze bei 50 m gefunden, in klaren Meeren mag das Sonnenlicht vielleicht bis 100 m dringen; darunter ist also völlige Dunkelheit. Die chemische Lichtwirkung reicht weiter, nach neueren Versuchen bis zu 400 m. Jedenfalls wechselt die Durchsichtigkeit beträchtlich.

Die Farbe des Meeres[14]) steht in enger Beziehung zur Durchsichtigkeit. In küstennahen und flachen Meeresteilen herrscht grüne Farbe vor, die Ostsee ist flaschengrün, die Ozeane zeigen dagegen blaugrüne bis intensiv blaue Färbungen. Ursache scheinen im allgemeinen Trübungen zu bilden, die in den flachen Gewässern leichter auftreten. Die schwebend erhaltenen Stoffe werfen das eindringende Licht in erhöhtem Maße zurück. Alles was eine raschere und vollständigere Ausscheidung dieser Trübungen bewirkt, muß die Durchsichtigkeit und damit die Bläue des Meeres vermehren. Da in kälterem Wasser diese Abscheidung verlangsamt wird, so ist verständlich, warum polare Gewässer grünlicher erscheinen. Das gleiche ist aber mit dem aus der Tiefe aufsteigenden sog. Auftriebwasser (§ 222) der Fall. Die peruanische Küstenströmung zeigt z. B. nahe der Küste ostseegrüne Färbung.

Daneben treten örtlich und zeitweise in den Meeren eigentümliche Mißfärbungen ein, wie der Seemann alle Abweichungen vom eigentlichen Seeblau der Hochsee nennt. Dieselben rühren größtenteils von dem Massenauftreten der kleinen Lebewesen der oberen Meeresschicht, dem Plankton (S. 510), her. Kleine rote Krebse erzeugen die „blutigen Seen", Quallen die gelblichen, Salpen grünliche Stellen usw. Die olivengrünen Streifen der ostgrönländischen See hat man mit dichten Diatomeenschwärmen in nahen Zusammenhang gebracht. Das Kobaltblau des Meeres bezeichnet daher recht eigentlich die an Plankton ärmeren Gegenden, wie z. B. die sog. Sargassosee im Nordatlantischen Ozean hierher zu rechnen ist (§ 223)[15]).

Unter der nicht geringen Zahl von Meeren, deren Eigennamen von einer Farbe hergenommen ist, ist diese Bezeichnung nur bei wenigen durch die Färbung des Wassers gerechtfertigt wie z. B. bei dem Gelben Meere, welches gelbe tonige Lößpartikelchen weithin schwebend verfrachtet. Der Kalifornische Meerbusen wurde von den Spaniern Mar vermejo, das Rote Meer, genannt, wohl infolge des häufigen Auftretens roter Krustentierchen. Den Ursprung des Namens des Roten Meeres (Erythräisches Meer) kannte man schon im Altertume nicht, ursprünglich ward darunter der Indische Ozean verstanden. Jedenfalls treten Rotfärbungen des Wassers im Süden und im Arabischen Meerbusen häufig infolge von massenhaft erscheinenden mikroskopisch kleinen Tierchen auf[16]). Schwarzes und Weißes Meer verdanken ihren Namen jedenfalls übertragenen Bedeutungen. Der Pontus Euxeinos, im Mittelalter Mare maggiore genannt, wird auf westeuropäischen Karten erst seit Ende des 17. Jahrh. als Schwarzes Meer[17]) in Übersetzung der Türkischen Kara tengis und des Russischen Tschernoje more bezeichnet, wohl im Sinne des Unwirtlichen, wie einst das Meer im grauen Altertum (ἄξεινος) vor seiner Erschließung geheißen haben soll. Ihm tritt das Weiße oder Heilige Meer im Norden Europas, an dessen Ufer der Wallfahrtsort St. Nicolaus bestand, gegenüber.

[14]) Krümmel, in Geophys. Beobachtungen der Plankton-Expedition (1889), Kiel 1893, 89. mit Karte des Nordatl. Ozeans. S. auch Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, 191. Krümmel, Ozeanographie I, 253 ff.). — [15]) Spring, Geogr. Jahrb. XX, 1897, 198. — [16]) Vergl. Egli, Nomina geographica, 2. Aufl., Leipzig 1893, 792. — [17]) Daselbst, 735 ff.

§ 209. Die Wärmeverteilung im Wasser. Unter Wärmekapazität oder spezifischer Wärme eines Körpers versteht die Physik die Anzahl von Wärmeeinheiten, welche die Masseneinheit um 1° C in der Temperatur erhöht. Dieselbe ist am größten unter allen bekannten Stoffen beim reinen Wasser, nämlich weit größer als bei allen die feste Erdrinde zusammensetzenden und ebenso als diejenige der Luft; mit anderen Worten Wasser bedarf zur Erwärmung einer weit größeren Wärmemenge, erwärmt sich bei geringem Leitungs- und Durchstrahlungsvermögen weit langsamer. Umgekehrt gibt das Wasser bei der Abkühlung eine weit größere Wärmemenge an die Umgebung ab, die Ausstrahlung geht aber weit langsamer vor sich als bei festen Körpern. Dies bedingt, daß das Meerwasser, welches in ungeheuren Flächen der Sonnenbestrahlung ausgesetzt ist (die freilich durch Wolkenbildung mehr als auf dem Festland gemäßigt ist), am Tage und im Sommer eine gewaltige Menge Wärme aufspeichert, die dann nachts und im Winter langsam der Luft wieder zugeführt wird. Die Wärmemenge, welche ein Kubikmeter Seewasser bei der Abkühlung um 1° abgibt, reicht aus, um etwa 3100 Kubikmeter Luft um 1° zu erwärmen!

Man pflegt die Wärmekapazität des reinen Wassers = 1 zu setzen. Dann stellt die des Salzwassers einen mit Zunahme des Salzgehaltes abnehmenden echten Bruch dar; je salziger es ist, um so leichter erwärmt es sich. Bei einem spezifischen Gewicht von $1{,}027$ ist die spezifische Wärme etwa $0{,}93$ [18]). Da nun die Wärmekapazität von trockener und einem gleichbleibenden Druck ausgesetzter Luft nur $0{,}241$ [19]) und das spezifische Gewicht solcher Luft $^{13}/_{10\,000}$ (genauer $0{,}001\,293$) des reinen Wassers beträgt, so ergibt sich das Verhältnis, wie oben angegeben, zu

$$\frac{1{,}027 \times 0{,}93}{0{,}001\,293 \times 0{,}241} = 3065 \text{ cbm}.$$

§ 210. Verteilung der Temperatur im Oberflächenwasser. Da das Meer seine Wärme ausschließlich durch die Sonnenbestrahlung empfängt, so ist klar, daß an seiner Oberfläche — im Gegensatz zum tieferen Wasser — sowohl die höchsten Wärmegrade auftreten müssen, wie andererseits bei ungehinderter Ausstrahlung in den kalten Luftraum auch die niedrigsten Temperaturen. Ebenso wird im allgemeinen die Erwärmung vom Äquator nach den Polen zu abnehmen und sich jahreszeitlich mit dem Stande der Sonne verschieben. Auf diese Verhältnisse der Insolation, d. h. der Sonnenbestrahlung und des sog. mathematischen Klimas, gehen wir im nächsten Kapitel näher ein (§ 227). Hier ist daran zu erinnern, daß feuchte Luft und Wolkendecken die Wärmezufuhr im hohen Grade hindern, wie umgekehrt die über die Meeresfläche leicht hingleitenden Winde die Verdunstung und damit die Abkühlung des Wassers befördern. Positive wie negative Extreme der Temperatur erreichen daher im Meere nicht entfernt die Höhe wie auf dem festen Erdboden oder in der Luft über dem Festland. Dagegen steht die Luftwärme über dem Meere in engster Beziehung zu der Meerestemperatur.

Die täglichen Schwankungen der letzteren sind gering, in den Tropen [20]) kaum 1° C ($0°{,}9$) im Durchschnitt, größer bei Windstille und klarem Himmel ($1°{,}6$), am geringsten in höheren Breiten und bei frischem Wind und

[18]) Thoulet, Océanographie stat. 298. — [19]) F. Kohlrausch, Lehrbuch der prakt. Physik, 12. Aufl. 1914, 733. — [20]) G. Schott, Forschungsreise zur See 1892 (Erg.-Heft zu Pet. Mitt. Nr. 109 (1893), 11). Krümmel, Ozeanographie I, 388 ff.

bedecktem Himmel (0°,4); wo letzterer vorherrscht, gleichfalls weniger als ½° C. Im allgemeinen ist die Wassertemperatur stets etwas größer als diejenige der über dem Meeresspiegel befindlichen Luft. Man hat letztere im Durchschnitt in den offenen Ozeanen der Tropen um —0°,8, in höheren Breiten um — 1°,6 C niedriger gefunden. Nur in geschlossenen Becken und längs der Küste treten bei erhitzten Landwinden oft andere Verhältnisse auf. Im Mittelmeer ist das Wasser im Jahresdurchschnitt um 0°,3, im Winter aber um etwa 1°,5 wärmer als die Luft, während es im Sommer ein wenig kälter ist (Juli — 0°,7)[21]).

Die höchsten gemessenen Temperaturen von mehr als 30° C hat man nur in abgeschlossenen Meeresbecken oder Buchten gefunden wie im Roten Meer (34°,4), noch mehr sogar im Nordende des Persischen Golfes (35°,6)[22]). Man erinnere sich dabei, daß ein warmes Bad bei uns eine Wärme von 27° R = 34° C zu haben pflegt. Allerdings hat man in tropischen Teilen des westlichen Stillen Ozeans gelegentlich wohl 32° gemessen, aber als mittleres Maximum wird man in offenen Ozeanen 29° C annehmen müssen. — Diesem steht in polaren Gewässern eine Abkühlung des Wassers bis auf —2° und mehr gegenüber.

Der Gefrierpunkt des Salzwassers[23]) liegt nämlich unter 0°. Sowohl der Temperaturgrad, bei welchem das Maximum der Dichte erreicht wird, wie der Gefrierpunkt selbst sinken bei zunehmendem Salzgehalt. Ist dieser 35 Promille, so friert das Meerwasser erst bei einer Abkühlung auf — 2°,2 C, und im ruhigen Wasser steht der Gefrierpunkt tiefer als bei bewegtem, kann selbst auf mehr als — 3° sinken. Östlich von Neuschottland in Nordamerika maß man in der Tat — 3°,3.

Isothermen der Meeresoberfläche. Ständige Beobachtungen der Temperatur wie auf dem Lande lassen sich für einzelne Punkte des hohen Meeres nicht anstellen. Man hilft sich anders. Auf den mit Tagebüchern (Schiffsjournalen) versehenen Schiffen wird während der Fahrten sechsmal täglich die Wassertemperatur bestimmt. Gibt man der jeweiligen Mittagsposition des Schiffes das Mittel aus diesen Zahlen, so erhält man, das Material aus zahlreichen Tagebüchern ausziehend, für jedes von den Kursen in einem bestimmten Monat durchschnittene Gradfeld (oder Zwei-, Fünfgradfeld usw.) eine oder mehrere Angaben, aus denen man die mittlere Temperatur für dieses Gradfeld berechnet. Die Lücken ergänzt man vermutungsweise. Zwischen diesen auf Karten eingetragenen Gradfeldzahlen zieht man die Hydro-Isothermen oder Linien gleicher Temperatur der Meeresoberfläche. Leicht lassen sich alsdann aus solchen Monatskarten Mitteltemperaturen der Gradfelder für längere Perioden wie besonders das ganze Jahr berechnen und nach Eintragung auf die Karte diese mit Jahresisothermen versehen. In der Tat besitzt man seit mehreren Jahrzehnten solche Karten gleicher Meerestemperatur für alle Ozeane[24]).

[21]) J. Hann, Met. Zeitschr. 1906, 316. — [22]) Krümmel a. a. O. I, 416. — [23]) G. Karsten in Forschungsreise der Gazelle II, 1888, 53; s. auch Hann, Allg. Erdk., 1896, 245. — [24]) Jahresisothermen des Seewassers in Berghaus, Phys. Atl., Taf. 21, 1889. Die neueren Karten in den Atlanten der Deutschen Seewarte für die drei Ozeane, welche solche für Februar, Mai, August, November geben, weichen begreiflicherweise im einzelnen mannigfach von den älteren ab. Karten der Jahresisothermen des Meerwassers im Maßstabe 1 : 53000000 besitzen wir von G. Schott für den Atlantischen und Indischen Ozean in Bd. I der Wiss. Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition a. d. Dampfer Valdivia (Atlas Taf. IX, Jena 1902: Isothermen von 1° zu 1°). Für d. Atlant. Ozean s. ferner G. Schott, Geogr. d. Atlant. Ozeans, Hamb. 1912. Taf. XXI, XIII (Jahresschwankung), XIV (Temperaturanomalie).

Die Verschiebung der Jahreszeiten. Auf dem Lande ist für die nördliche Halbkugel die Lufttemperatur im allgemeinen am niedrigsten im Januar, am höchsten im Juli; auf der südlichen umgekehrt. Es folgen also diese Zeiten ziemlich rasch dem tiefsten (21. Dez.) bezw. dem höchsten Sonnenstand (21. Juni). Die große Wärmekapazität des Wassers verzögert aber den Eintritt von Maximum und Minimum der Temperatur beträchtlich. Im Nordsommer nimmt das Meer tagsüber noch immer mehr Wärme auf, als es nachts abgibt, auch nachdem die Sonne längst ihren höchsten Stand überschritten hat. Daher ist auf der Nordhalbkugel der August, in manchen Meeresteilen der September der Monat größter Wasserwärme an der Oberfläche, wogegen im Winter die Ausstrahlung und Wärmeabgabe noch wochenlang überwiegt, bis endlich im Februar bezw. März das Minimum erreicht wird.

Betrachten wir nunmehr die Temperaturkarten des Oberflächenwassers, so erkennt man auf den ersten Blick einen deutlich ausgesprochenen Parallelismus der Hydro-Isothermen aller Jahreszeiten auf der Südhalbkugel etwa vom 25° S Br. an. Sobald man aber in den Bereich der großen die Ozeane beherrschenden Strömungssysteme kommt (Atlas, Taf. 8), beginnen sich die Isothermen zu krümmen und einen ausgesprochenen Gegensatz zwischen Ost- und Westrand der Meere hervorzurufen. Nennt man Meerwasser mit mehr als 22° kurzweg tropisch erwärmtes Wasser, so bildet dies einen Gürtel rings um die Erde, der im ganzen sich mit der Sonne um etwa 10° nord- und südwärts verschiebend im Stillen und Atlantischen Ozean die kontinentalen Ostküsten mit doppelt so großer Breite als an den entsprechenden Westküsten bespült.

Im August trifft man auf europäisch-afrikanischer Seite solch warmes Wasser von 22° und darüber nur längs der Küste von den Kanarien bis zum Kongo (= 33 Breitengrade), auf amerikanischer Seite dagegen von Neu-York bis zum südlichen Wendekreis (= 64 Grade); freilich biegt sich die 22° Isotherme von K. Blanco (20° Br.) sofort nach N und umkreist auch die Azoren noch auf der Nordseite[25]); ja im Stillen Ozean reicht der Warmwassergürtel im Osten dann nur vom Äquator nordwärts bis zum Wendekreis des Krebses, auf der Gegenseite vom südlichen Wendekreis bis ans Nordende von Nipon (41° Br.).

Im Nordwinter ist der Linienverlauf ein ähnlicher, nur daß dann die warmen Wasser den nördlichen Wendekreis kaum überschreiten. Es ist leicht verständlich, daß es die kalten Meeresströmungen sind, die, auf der Ostseite der großen Ozeane aus höheren Breiten dem Äquator sich zuwendend, die Warmwassergürtel einschnüren und die westwärts gewendeten Zungen der Isothermen hervorrufen. Auf der Westseite dagegen tragen die Strömungen dieses erwärmte Wasser polwärts. Dazu kommen die nur an den Westküsten der Kontinente auftretenden kalten Auftriebwasser, von denen später die Rede sein wird (§ 222).

Schätzt man die so erwärmten Flächen ab, so kann man etwa 165 Mill. qkm oder 45 % der gesamten Meeresfläche annehmen, die zeitweise über 22° C erwärmt sind, und mehr als $^1/_3$ (36 %) besitzen ständig ein tropisch-warmes Wasser (+ 22° C und mehr).

Eine etwas andere Berechnung geht von den Karten der Jahresisothermen aus und findet für die Flächen von mehr als 20° C Mitteltemperatur 192 Mill. qkm

[25]) Atlas d. Atlant. Ozeans, 2. Aufl., Hamburg 1902, Taf. 7.

(= 53 % der Meeresflächen), für die innerhalb dieses Gürtels gelegenen Flächen von mehr als 25° C auch noch 126 Mill. qkm (= 35 %)[26]).

Dabei erscheint die Nordhälfte die bevorzugte, da in ihr sowohl in den entsprechenden Sommern als Wintern die erwärmte Meeresfläche um 5 bis 6 Mill. qkm größer als auf der südlichen ist. Die Ozeane stehen eben nach Süden in breitester Verbindung mit den antarktischen Gewässern, während im Norden die Zugänge zum Polarmeer stark eingeschränkt sind.

In den mittleren und höheren Breiten der beiden genannten Weltmeere nähern sich die Isothermen beträchtlich einander im Bereich der nordwärts ziehenden großen Strömungen, um sich dann rutenförmig ostwärts auseinander zu biegen. Man erkennt leicht, daß es kalte Polarströmungen sind, welche an den Küsten Ostasiens und des atlantischen Nordamerika diesen gemäßigten Gewässern den Raum streitig machen; die 4°-Isotherme des Wassers verläuft im Februar vom Südrand der Neufundlandbank (49° Br.) bis fast zum 70° in der Höhe der Lofot-Inseln. So ist denn die Frage nach der örtlichen Verteilung der Meereswärme eng mit der der Strömungs- und Windverhältnisse in den Ozeanen verknüpft und wird uns weiter beschäftigen (§ 235).

Doch mag hier noch auf die wichtigen Unterschiede der großen Ozeane in betreff der Wärmeverteilung an der Oberfläche hingewiesen werden, die in der stark abweichenden Umrißgestalt derselben ihren Grund hat. Der Stille Ozean, der eigentliche Tropenozean, — denn 60% seiner Fläche liegen zwischen 30° N und 30° S, während vom Atlantischen noch nicht 47% auf diese Zone entfallen — ist der wärmste mit einer Mitteltemperatur, die man neuerdings aus Werten für 10° Zonen auf 19°,1 berechnete, der Atlantische mit 16°,9 der kälteste; der Indische steht hierin mit 17°,0 dem letztern näher. Ein ähnliches Verhältnis zeigt sich bei Gegenüberstellung der durchweg wärmeren Zonen der Nord- im Gegensatz zur Südhalbkugel, nur daß begreiflicherweise die Mitteltemperatur der im Indischen Ozean nördlich des Äquators gelegenen Fläche, die den 30° N nicht überschreitet, weit höher ist, als die entsprechende der nordwärts weit ausgreifenden andern Weltmeere.

Es stellt sich die mittlere Temperatur der Flächen:

		Atlant. Ozean	Indischer Ozean	Stiller Ozean	Ganzes Weltmeer
nördlich	des Äquators	20°,1	27°,5	22°,2	19°,2
südlich	des Äquators	14°,1	15°,3	16°,8	16°,0
	Gesamtozean	16°,9	17°,0	19°,1	17°,4

Diese Berechnung gelangt also, wie man sieht, zu einer Mitteltemperatur des Weltmeeres von 17°,4[27]), während, wenn sich diese Berechnungen bestätigen, man seiner Nordhälfte eine um mehr als 3° höhere Mitteltemperatur geben müßte als der Südhälfte. Wir werden ähnlichen Verhältnissen bei den Mitteltemperaturen des Luftmeeres begegnen (§ 234).

Überträgt man die Isothermen der Temperaturkarten der Meeresoberfläche für Februar und August auf eine einzige, so gibt sie unmittelbar die jährlichen Schwankungen der Meerestemperatur an. Die Ver-

[26]) Krümmel, Handbuch I, 1907, 399. G. Schott (Anm. 24), Taf. X u. XI; Isothermen von je 1°C Unterschied. — [27]) Krümmel a. a. O. 401. Die Zahl 17°,4 C ist unbedeutend geringer als diejenige, welche Krümmel auf Grund der Murrayschen Arealberechnungen nach den zum Challengerwerk gehörigen Buchan'schen Karten erhielt (17°,7; Pet. Mitt. 1899, LB. 851).

einigung der Punkte gleichen Spielraums (gleicher Amplitude) liefert uns ein neues System von Linien, die Isoamplituden[28]). Es gibt in den Tropen Gegenden, in denen die Wassertemperatur jährlich noch nicht um 1° C schwankt; sie liegen in der Region der Windstillen mit starker Wolkenbedeckung und mächtigen Niederschlägen bei gleichmäßig hoher Temperatur. Man hat sie zu 16 Mill. qkm berechnet. Langsam nimmt die Schwankung polwärts zu, rund ¾ des Weltmeeres hat keine größere Jahresschwankung als 5° C. Sie erreicht im offenen Ozean etwa um den 40° Br. die größte Höhe, um dann wieder herabzusinken. Diese Werte größter Jahresschwankung erheben sich auf der Südhalbkugel nicht über 7° C, im Norden des Stillen Ozeans dagegen bis auf 12°, ähnlich wie im subtropischen Mittelmeer; so große Schwankungen finden sich dort, wo bei klarem Himmel nur geringe Windstärke herrscht. Weit größer noch ist aber die Jahresschwankung in den Küstengewässern — im weiten Sinne des Wortes — Ostasiens und des atlantischen Nordamerika. Wenn sich dieselbe hier gelegentlich bis auf 20° C und mehr steigert, so rührt dies von den kontinentalen Winden her, die im Winter weit in und über die Randmeere hinausgreifen und einen vollständigen Stromwechsel zuwege bringen. Besonders die japanischen Gewässer sind in dieser Hinsicht charakteristisch. Das Maximum der Jahresschwankung von 23° C findet sich im Golf von Petschili (38°—41° N. Br.). In ähnlicher Weise wächst die Schwankung in den abgeschlossenen Nebenmeeren meist von außen nach innen. Im Mittelmeer 10°—14° betragend, erreicht sie im Schwarzen Meer 15°—20° (Golf von Odessa 24°). An unseren norddeutschen Küsten ist das Seewasser im August etwa 16°—17° wärmer als im Februar.

§ 211. Das Eis im Meere[29]) der höheren Breiten tritt in dreierlei Form auf, als Feldeis, Packeis und Eisberg. Dem Ursprung nach müssen wir Meereis und Landeis unterscheiden. Die Bildung einer zusammenhängenden Decke von Meereis geht zumeist von den Küsten und Inseln aus, längs welcher das seichte Wasser sich rascher abkühlt und unter den Gefrierpunkt gelangt. Daß derselbe für Salzwasser einige Grade unter 0° liegt, ist schon hervorgehoben (S. 512). Es bedarf bei stark abgekühltem Wasser eines äußeren Anlasses, um es zur Eiskristallbildung und also zur Vereisung zu bringen. Häufig dient dazu der Schneefall, aber auch die Bewegung der Fische und anderer Seetiere kann den Anreiz geben. In polaren Gewässern breitet sich dann die Eisdecke zuerst als biegsames Feldeis über weite Flächen aus, das in einem Winter selten mehr als 2 m—2 ½ m Dicke gewinnt, ja in der Antarktis kaum halb so dick wird.

Der Grund hierfür liegt in erster Linie darin, daß das Eis ein schlechter Wärmeleiter ist und dadurch das unterliegende Wasser gut vor weiterer Abkühlung schützt. Noch weit mehr gilt dies von dem Schnee, der sich in arktischen Breiten oft massenhaft auf die Eisdecken auflagert, während im Süden die mächtigen vom Lande kommenden Föhnwinde denselben alsbald wieder von den Eisflächen entfernen. Zugleich wird beim Gefrieren das Salz zum großen Teil ausgeschieden (trinkbar ist das

---

[28]) G. Schott, Die jährliche Temperaturschwankung des Ozeanwassers mit Karte (1 : 100000000) der Isoamplituden von je 1° C in Pet. Mitt. 1895; für den Atlant. Ozean gab G. Schott (Anm. 25, Taf. XIII Kugelmaßstab 1 : 90000000) neue Isoamplituden von je 1° Unterschied. Die obigen Areale nach Krümmel a. a. O. 412. — [29]) Weyprecht, Die Metamorphosen des Polareises, Wien 1879; L. Mecking, Das Eis des Meeres, Vortrag (Inst. f. Meereskunde Nr. 11, Berlin 1909).—Krümmel, Ozeanographie I, 498—526.

geschmolzene Seewassereis nicht) und dem unterlagernden Wasser mitgeteilt. Dadurch entfernt sich letzteres vom Gefrierpunkt, auch sinkt es bei stärkerem Salzgehalt und stärkerer Abkühlung herab, um leichterem und wärmerem Wasser Platz zu machen. Das alles hindert, daß sich Meereis durch einfaches Gefrieren von unten bis ins unendliche verdickt, denn es stellt sich mit der Zeit ein gewisses Gleichgewicht zwischen der von oben wirkenden Abkühlung und der Wärmezufuhr von unten ein. Auch nach 5—6 Jahren scheint das Feldeis kaum größere Dicke als 3 m—4 m zu besitzen. Hierbei ist die Tatsache, daß im Sommer ein oberflächliches Abtauen eintritt, so daß sich das Eis mit weiten Seen, ja rasch fließenden Strömen bedeckt, wohl Hauptanlaß der Verdickung. Denn es sickert dies ausgesüßte Wasser durch feine Spalten des Eises abwärts, um dort eine unter seinem Gefrierpunkt liegende Temperatur zu treffen, die es zum Gefrieren bringt.

Weit mächtiger sind die Lagen von Packeis, das aus dem Feldeis durch Pressen und Zusammenschieben einzelner Schollen leicht entsteht, wo Gezeitenströme es bewegen — letztere sind die Hauptursache der den Schiffen so gefährlichen Eispressungen — oder stärkere Winde die Stücke zusammentreiben und aufstauen. Dann wird die Oberfläche rauh und uneben, erscheint oft wild zerklüftet und bildet für die Übersteigung mit Schlitten die größten Schwierigkeiten. Solches Feld- und Packeis von jugendlichem Alter scheint die ganze Osthälfte des nördlichen Eismeers auszufüllen. Langsam durch den Wind in Bewegung gesetzt, schiebt sich nach den Erfahrungen Nansens (1893—96) die Eisdecke ganz allmählich von O nach W vor; aus Lagen von Eis und Schnee bestehend, löst sie sich im Sommer in Schollen auf und entsendet große Massen von Treibeis durch die breite Öffnung zwischen Grönland und Spitzbergen südwärts. An Grönlands Ostküste dagegen staut sich das Packeis auf und macht sie sehr schwer zugänglich. Auch die Nordküsten Amerikas bis nach Grönland hin sind von riesigen Massen hochaufgetürmten alten Packeises bedeckt, das keinen Ausweg findet und nur im Sommer durch ein schmales Fahrwasser längs der Küsten vom Festland getrennt wird, weil hier größere Ströme mit wärmeren Gewässern münden. Hinter jenem Packeisgürtel breiten sich wahrscheinlich ebenere Flächen von Feldeis weithin aus wie im Osten, so daß die Vorstellung eines besonderen paläokrystischen Meeres[30]), das mit altem Packeis erfüllt sei, aufgegeben werden muß. Sie bildete sich, als man noch nicht über einen Gürtel eng zusammengedrückter Eisschollen im N von Grantland und Grönland hinausgekommen war, während 1906 Peary durch mächtige Spalten im dahinter liegenden Eisfeld zur Umkehr gezwungen ward. Die Außengrenzen des Packeises pflegen sich im übrigen in längeren Perioden stark zu verschieben, es setzt sich oft unerwartet in Bewegung; und solche Jahre sind es, die die Polarforscher zum Vordringen zu wählen pflegen.

Unter dem Treibeis spielen die Eisberge eine besondere Rolle, weil sie sich am längsten halten und am weitesten in niedere Breiten gelangen. Eisberge sind stets Gletscherenden, bestehen also aus Landeis oder Süßwassereis, das sich in den Tälern polarer Landflächen in der Form von Gletschern gebildet hat und auch mit Schutt und Gestein beladen sein kann, wenn es auch keine Oberflächenmoränen trägt. Westgrönland, wo die Gletscher

[30]) Um diese Frage dreht sich der Meinungszwiespalt der Polarforscher, seit 1876 Nares von seiner Polarexpedition nördlich vom Robeson-Kanal (zwischen Grantland und Grönland) zurückkehrte. Vergl. die Debatte in The Geographical. Journal IX, London 1897, 473 ff., und G. Isachsen, Das paläokrystische Eis (Pet. Mitt. 1906, 13—19).

infolge ihrer Mächtigkeit (bis über 600 m) mit großer Geschwindigkeit talwärts sich wälzen[31]), liefert im Norden die größten Eisberge. Selten erreicht die Höhe der Eisberge über dem Meeresspiegel 80—100 m [32]) oder mehr.

Da das spezifische Gewicht des Eises etwa $0{,}_{92}$, das der Meeresoberfläche in den polaren Meeren rund $1{,}_{028}$ ist, so sinkt ein würfelförmiger Eisberg theoretisch zu $^{8}/_{9}$ ($= 0{,}_{92} : 1{,}_{028}$) seiner Höhe ins Wasser. Da aber der Querschnitt des untergetauchten Teiles meist größer als der in die Luft ragende ist, so darf man den sichtbaren Eisberg zu $^{1}/_{6}$—$^{1}/_{7}$ seiner Gesamthöhe annehmen.

Die Gefährlichkeit der Eisberge für die Schiffahrt liegt darin, daß sie, in wärmeres Wasser gelangend und im Wasserspiegel am meisten benagt, oft mächtige ins Rutschen gekommene Stücke plötzlich verlieren, ja dadurch aus der Gleichgewichtslage geratend, vollkommen umschlagen und große Strudel erzeugen. — Ganz eigenartig tafelförmig sind die antarktischen Eisberge[33]), die in ungeheuren Massen die dortigen Meere durchschwärmen, übrigens auch im N nicht ganz fehlen. Mit senkrechten, 30—40 m, bis 50 m hohen Wänden schließen sie die antarktischen Küsten ein und erweisen sich deutlich als abgebrochene Stücke des in breiten, gleichmäßigen Abhängen langsam ($^{1}/_{3}$ m in 24 St.) sich vorwärtsschiebenden Inlandeises (S. 342). Bleiben die Tafeln lange vor solchen Küsten liegen, wo Untiefen sie alsbald aufsitzen lassen, so entstehen die großen Schollen des Staueises, das von den föhnartigen Winden aus dem Innern geglättet und seiner kantigen Form beraubt ist.

An der innern Struktur des Eises hat man jetzt die verschiedenen Eisarten unterscheiden gelernt[34]). Beim Meereis stellen sich im allgemeinen die Eiskristalle senkrecht zur Eisoberfläche und schließen sich zu beträchtlichen Körnern zusammen, während sie sich beim Gefrieren von Süßwasser in Flüssen und Seen, also auch beim Gletschereis und den vom Lande stammenden Eisbergen vornehmlich parallel der Oberfläche gruppieren.

Die sog. mittleren Treibeisgrenzen (Atlas, Taf. 8), im Süden weniger ausgebogen als im Norden, zeigen deutlich, welchen Einfluß die wärmeren Meeresströmungen auf die Verbreitung der schwimmenden Eismassen haben. In der Arktis entführen die Tore zu beiden Seiten von Grönland das meiste Polareis südwärts; eine Breite von 400 km nimmt der ostgrönländische Strom voll Packeis und Feldeis ein, der westgrönländische entsendet dagegen vermöge der zahlreichen Gletscher, die an dieser Küste das Meer erreichen, massenhaft Eisberge nach Süden, die selbst den Golfstrom noch durchschneiden können und erst unter 40° N verschwinden. Natürlich treten sie nur im Sommer, auf der nördlichen Halbkugel also vom April bis August, ihre Wanderung an. In den Einzeljahren schwanken aber die Treibeisgrenzen nicht unbeträchtlich und üben dadurch einen namhaften Einfluß auf das Klima und den Schiffahrtsbetrieb aus.

---

[31]) v. Drygalski, Die Grönland-Expedition d. Ges. f. Erdkunde 1891—93, I, 1897, 269. — [32]) Die früheren Schätzungen der Höhe der Eisberge (300 m) sind stark übertrieben. Vergl. v. Drygalski in Verh. des XI. D. Geographentages 1895, 23. — [33]) K. Fricker, Entstehung und Verbreitung des antarkt. Treibeises, Leipzig 1893. — v. Drygalski, Das Eis der Antarktis u. der subantarkt. Meere (Deutsche Südpolarexpedition 1901—3, I, 1920, 610—25). — [34]) v. Drygalski a. a. O. (Anm. 31).

§ 212. Die Tiefentemperaturen in den Ozeanen[35]). Die von der Sonne ausgehende Erwärmung durchdringt im Meer nur eine flache Schicht. Dieselbe ist zwar infolge des Durchstrahlungsvermögens des Wassers weit dicker als bei dem festen Erdboden (S. 564), überschreitet aber nicht eine Mächtigkeit von 100 m—150 m. Noch etwas tiefer reicht die jahreszeitliche Schwankung vermöge der Wärmeleitung des Wassers, verschwindet aber in 300 m—400 m fast vollkommen. Man nahm nun früher an, daß das Wasser darunter eine gleichmäßige Temperatur von 4° C habe, weil bei dieser das (süße) Wasser bekanntlich seine größte Dichte besitzt, und Messungen der Tiefentemperaturen schienen es zu bestätigen. Dies hat sich als durchaus irrig erwiesen, und die neueren Forschungen haben gezeigt, daß die Temperatur der offenen Ozeane in der oberen Schicht sehr rasch abnimmt, unterhalb einer etwa 1000 m tief liegenden Fläche, in der man noch 4°—6° C mißt, jedoch sehr langsam aber ständig sinkt, bis sie am Boden nur wenig von 0° verschieden ist. In der Zwischenstufe zwischen 200 m und 800 m treten noch sehr große Verschiedenheiten der Wärmeabnahme in den einzelnen Meeresteilen hervor, was mit der Meereszirkulation in Verbindung mit klimatischen Verhältnissen an der Oberfläche und den Meeresströmungen zusammenhängt.

So hat z. B. im Atlantischen Ozean das Wasser in 400 m Tiefe zwischen 15° und 40° N. Br. noch eine Temperatur von 12°—17° C und ein ähnlicher wärmerer Gürtel zeigt sich zwischen 20° und 35° S. Br. (11°—15° C). Dagegen erhebt sich in der gleichen Tiefe das Wasser in dem zwischenliegenden Gebiet (20° S bis 15° N) nur auf 8°—10°, weil es sich hier um ein Gebiet von Auftriebwasser handelt, das, aus tieferen Regionen kommend, entsprechend kälter sein muß[36]). Im Gegensatz dazu sind die anderen Regionen Staugebiete. Die Passat-Winde treiben die Wassermassen nach Westen zu; indem sie sich allmählich stauen, sinken die schwer gewordenen Schichten unter und führen zugleich die Wärme von oben in tiefere Schichten, so daß sich die höchsten Temperaturen in der Westhälfte der Becken finden. Ähnliche Verhältnisse, besonders die Verschiebung der wärmeren Regionen in der Westhälfte der unterseeischen Schicht, zeigen sich im Stillen Ozean.

Was dagegen die höheren Breiten betrifft, so machen sich die durch die Treibeismassen und die kalten Luftströme abgekühlten Wassermassen auf der Südhalbkugel rings um die Erde bis über den 50° Br. äquatorwärts insofern geltend, als sie in Tiefen von 200 m—800 m von solchen unterlagert sind, die, obwohl auch nur etwa auf 0° bis + 2° temperiert, doch durchschnittlich um 2° wärmer sind als jene Oberflächenschichten. Vielleicht handelt es sich dabei um Ersatzströme aus niedern Breiten für das an der Oberfläche nordwärts getriebene Wasser. Im Norden zeigen sich ähnliche Verhältnisse der Wärmeschichtung — immer in den entsprechenden Tiefen — nur unterhalb der beschränkten Regionen nördlich der Treibeisgrenze. Verschwinden im allgemeinen die örtlichen Verschiedenheiten in Tiefen von 1000 bis 3000 m, so machen sich von 4000 m an bereits die unterseeischen Rücken und Schwellen geltend, durch welche einzelne große Becken (s. S. 509) vor allem von den polaren Grundgewässern geschieden sind. Daher finden wir die Temperatur am Meeresboden z. B. des nordatlantischen Beckens, das durch eine hohe Schwelle vom arktischen Meere getrennt ist, ebenso wie in der südafrikanischen Mulde zu etwa + 2,2 bis + 2,6, während sie im Argentinischen Becken von 0° nur wenig verschieden ist.

[35]) Krümmel, Ozeanographie I, 421 ff. — [36]) S. Atlas d. Atlant. Ozeans, 1902, Taf. 2; Segelhandbuch d. Atlant. Ozeans, 2. Aufl., 22—25.

Diese Ergebnisse sind erst gewonnen, seit man Tiefseethermometer[37]) herzustellen lernte, welche den ungeheuren Druck des Wassers in der Tiefe auszuhalten vermögen. Indem das Glas der älteren Instrumente unter demselben zusammengedrückt wurde, mußte das Quecksilber höher steigen und zu hohe Temperaturen angeben. Die heutigen Tiefseethermometer schließen das eigentliche Thermometer in eine dem Druck Widerstand leistende Hülse ein und erreichen durch eine Umkippung des Instruments in der zu beobachtenden Tiefe die Fixierung des jeweiligen Standes. Man befestigt bei Reihentemperaturmessungen solche in bestimmten Abständen an eine Lotleine, und zwar in verkehrter Stellung; ein kräftiger Ruck beim Aufziehen schnellt die Schrotkörner der Hülse an das andere Ende, das Thermometer stellt sich aufrecht, und zugleich reißt an einer gekrümmten Stelle der Haarröhre der Faden des Quecksilbers ab. Nach der Quantität des abgerissenen Stückes ist das Instrument reguliert.

Die Meereszirkulation. Aus allen diesen Verhältnissen geht hervor, daß die gesamten Meeresmassen in einer gewissen, den Austausch von Salzgehalt und Temperatur vermittelnden Bewegung sein müssen. Zwar in den oberen Schichten bis etwa 1000 m mag der Transport von Wasser noch auf Rechnung der in die Tiefe greifenden oder auch unterseeischen Strömungen (§ 221) kommen; aber diese verschwinden in größeren Tiefen völlig. Hier tritt eine säkulare Verschiebung der Gewässer ein, von deren Langsamkeit wir uns schwer eine Vorstellung machen können. Die Ursachen liegen am Tage; der Salzgehalt des Meeres regelt die Umsetzung der Gewässer in ganz anderer Weise als bei Süßwasserseen. Während bei diesen lediglich die Abkühlung an der Oberfläche kälteres, weil dichter gewordenes Wasser in die Tiefe fördert, vermag beim Salzwasser auch erwärmtes Wasser unter kälteres zu sinken. Denn die Verdichtung geschieht an der Oberfläche auch allein durch Verdunsten, und diesem ist das wärmere Wasser mehr als das kältere ausgesetzt. Kälteres, aber weniger dichtes Wasser muß jenem also Platz machen und gelangt so an die Oberfläche, wo es auf ähnliche Weise später wieder zum Sinken gebracht wird.

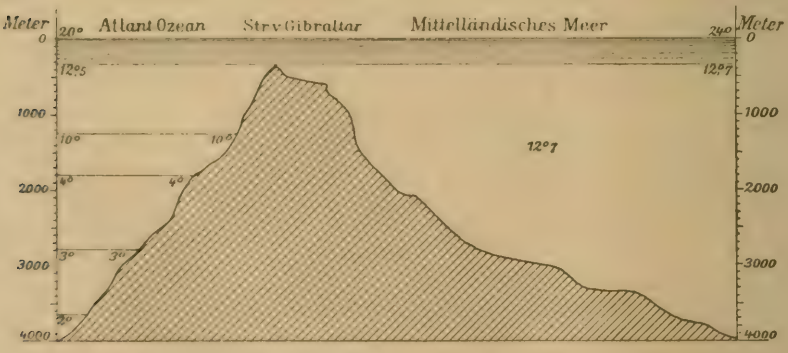
Über die Herkunft der niedrigen Bodentemperaturen in den großen Ozeanen kann nun kein Zweifel sein. Es muß dies einst Oberflächenwasser gewesen sein und aus Gegenden stammen, in denen es sich fast bis zum Gefrierpunkt (des Salzwassers) abkühlen konnte, also in polaren Gebieten. Damit stimmt, daß die Bodentemperatur in den südlichen Becken nicht unwesentlich niedriger ist (0° bis — 2°,5) als z. B. im nordatlantischen Becken (+ 1° bis + 2° C), denn jene stehen mit der Antarktis in breitester Verbindung. Man kann den Zugang im Süden des Atlantischen Ozeans — im Querschnitt gemessen — mindestens zu 25000, im Norden dagegen nur zu 900 qkm annehmen[38]). Das antarktische Wasser kann an sich auch tiefer erkalten, da es nicht im gleichen Maße wie um den Nordpol von zusammenhängenden Eisdecken vor weiterer Ausstrahlung und Abkühlung geschützt ist. Es ist dort zugleich salzreicher. Begünstigt durch die Abkühlung bis zum Dichtemaximum, sinkt es somit in die Tiefe und gleitet allmählich den größeren Tiefen der äquatorialen Becken zu. Der Nordatlantische Ozean dagegen ist durch den Isländischen Rücken, auf dem sich die Färöer und Island erheben (Atlas, Taf. 31), vor dem Eindringen dieses kalten arktischen Tiefseewassers geschützt. Es kann das zwischen — 1° bis — 2° kalte Boden-

[37]) S. Krümmel, Der Ozean, 1902, 142 ff.; Handb. d. Ozeanogr. I, 1907, 374 ff. — [38]) Krümmel, Morph. der Meeresräume 1879, 62. Die antarktischen Zugänge dürften nach den spätern Tiefenmessungen wohl noch beträchtlicher sein, als sie Krümmel 1879 angenommen hat.

wasser des Europäischen Nordmeeres nicht die Schwelle überschreiten. Daß in letzterem erkaltetes Wasser tatsächlich von oben bis zum Boden hinabgesunken ist, ergibt sich aus dem Stickstoffgehalt. Salzreiches, atlantisches Wasser füllt das Nordmeer aus, nach Süden gelangen nur die durch Schmelzgewässer verdünnten, oben schwimmenden Polarströme[39]).

§ 213. Temperaturverteilung in den Nebenmeeren[40]). In keinem der Nebenmeere hat man so niedrige Bodentemperaturen wie in den Ozeanen beobachtet, und von einer bestimmten bei den verschiedenen Becken wechselnden Stufe hat man die gesamte darunter befindliche Schicht bis zum Boden von nahezu gleichbleibender Temperatur gefunden. So ergab sich im Mittelmeer in den Tiefen von 900 m — 4400 m fast durchweg eine Temperatur von + 12°,7 im westlichen und + 13°,5 im östlichen Becken, in der Sulu-See von + 10°,2 zwischen 700 m — 5000 m, in der Celébes-See + 3°,7 zwischen 1500 m—4000 m. Es ist klar, daß diese Verhältnisse aufs engste mit der Tiefe jener Meeresstraßen, welche die Nebenmeere mit den Ozeanen in Verbindung setzen, zusammenhängen. Die konstante Tiefentemperatur in den abgeschlossenen tropischen Meeren entspricht derjenigen Tiefenschicht des Ozeans, die eben noch die Schwelle des Zugangs überschreiten kann. So kann man auch umgekehrt schließen, daß, weil die Tiefentemperatur der Celébes-See überall zu 3°,7 gefunden ist, die östlichen Meeresgassen, durch welche sie mit dem Ozean verbunden ist, nicht tiefer als 1500 m sein können. — In den gemäßigten Breiten richtet sich die gleichbleibende Tiefschichttemperatur wie im Mittelmeer nach der mittleren Januartemperatur des Oberflächenwassers, sobald das Nebenmeer durch hohe Schwellen genügend gegen das Eindringen ozeanischen Wassers geschützt ist.

Fig. 77.



Wärmeschichtung diesseits und jenseits der Straße von Gibraltar.

Es besteht daher z. B. ein großer Gegensatz zwischen den Gewässern inner- und außerhalb der Straße von Gibraltar. Infolge der Bodenanschwellung westlich von der Straße (Taf. 28), die nur an einzelnen Stellen 350 m tief ist, kann ein Austausch der Temperaturen nur bis zu diesem Niveau stattfinden. Unterhalb desselben sinkt im Ozean die Temperatur von 12°,5 erst rascher, dann langsam bis auf 2° C; während im Mittelmeer eine 3500 m mächtige Schicht gleichbleibend diejenige

[39]) Mohn, Die Norwegische Nordmeer-Expedition (Erg.-Heft zu Pet. Mitt. 1880, Nr. 63, 16; vergl. die zugehörigen Karten, sowie die in Pet. Mitt. 1878 veröffentlichten). — [40]) Krümmel, Ozeanographie I, 1907, 440 ff.

von 12°,7 beibehält. Entsprechend der südlicheren Lage und wärmeren Wintertemperatur im Levantebecken sinkt die Tiefschichtentemperatur dort nicht unter 13°,5 C (Fig. 77).

In der Ostsee lagert sich das salzarme eigentliche Ostseewasser mit rasch nach der Tiefe sinkender Temperatur über einer um mehrere Grade wärmeren, weit salzreicheren und sauerstoffarmen Schicht, die jedenfalls durch die Belte eingedrungen ist, nun aber an der Vertikalzirkulation nicht mehr teilnimmt[41]).

§ 214. Die Temperatur in Binnenseen[42]). Das eben gegebene Bild läßt sich durch die Erscheinungen an Süßwasserseen ergänzen. Auch hier hat man gefunden, daß die Insolation nur eine dünne Schicht erwärmt. Ganz flache Seen zeigen daher immer auch am Boden Schwankungen der Temperatur. Indessen tritt diese Erscheinung auch an manchen tieferen Seen hervor. Größere Wärme wird wesentlich durch die mechanische Mischung des vom Winde erregten Oberflächenwassers tiefer geführt. Dabei spielt die Form des Seebeckens, ebenso seine Größe eine Rolle, so daß man nicht ohne weiteres von dem einen See auf den andern, wenn auch nahe gelegenen, schließen darf. Die einzelnen Tiefenschichten beteiligen sich daher oft in verschiedenem Maße an dem Wärmehaushalt des Sees[43]). Im allgemeinen hat man bei allen etwas tieferen Seen der höheren Breiten im Winter eine mehr oder minder mächtige Schicht von einer ständigen Temperatur von 4° C getroffen, wie sie der größten Dichte des Süßwassers entspricht. Dadurch ergibt sich ein Gegensatz in der Wärmeschichtung zwischen tropischen und polaren Seen. Bei jenen wird sich eine ständige, wenn auch nicht gleichmäßige Abnahme der Temperatur von oben nach unten ergeben, sie haben eine normale Wärmeschichtung, sie sind oben warm[44]). In höheren Breiten jedoch, wo die Oberflächentemperatur des Sees im Winter stets unter 4° bleibt, können diese kalten Wasser nicht in die Tiefe gelangen, weil sie weniger dicht sind als das in der Tiefe liegende von 4° C. Es nimmt also die Temperatur von oben bis unten allmählich zu. Eine Zwischengattung bilden die zahlreichen Seen, die wie die meisten unserer Alpenseen im Laufe des Jahres eine vollständige Temperaturumkehr erleiden. Im Sommer sind sie normal geschichtet, dann tritt im Herbst ein Zeitpunkt ein, wo die Oberflächentemperatur und mit ihr die der ganzen Masse bis auf 4° C sinkt, bis durch weiteren Rückgang kältere Schichten oben lagern und eine Eisdecke sich bilden kann. Dann zieht sich das Tierleben in die bis 4° erwärmten Schichten zurück, die dem Zufrieren niemals ausgesetzt sind. Die normale (sommerliche) Wärmeschichtung geht, wie angedeutet, nicht gleichmäßig vor sich, vor allem trifft man etwa dort, bis wohin die Durchstrahlung durch die Sonne reicht, eine sog. Sprungschicht[45]), in der ganz plötzlich die Temperatur um mehrere Grade für jeden Meter fällt. Man erklärt sich diese merkmürdige Tatsache dadurch, daß die tägliche Schwankung der Temperatur an der

---

[41]) O. Krümmel, Pet. Mitt. 1895, 81 ff., mit Profilen, Taf. 5. — [42]) F. A. Forel, Classification thermique des lacs d'eau douce (1889); s. Geogr. Jahrb. XV, 1891, 104; Forel, Handb. d. Seenkunde, 1901, 99—133. O. Frhr. von u. zu Aufseß, Die physikalischen Eigenschaften der Seen (Samml. nat. und math. Monographien, Heft 4, Braunschweig 1905). — [43]) W. Halbfaß, Die Thermik der Binnenseen und das Klima (Pet. Mitt. 1905, 219—233). — [44]) Krümmel hat eine neue Bezeichnungsweise der thermischen Schichtung vorgeschlagen und nennt z. B. obige normale Schichtung „oben warm" (anotherm) usw. (s. Pet. Mitt. 1895, 11; Handb. I, 1907, 419). — [45]) E. Richter, Die Temperaturverhältnisse der Alpenseen (Verh. d. IX. D. Geographentages, Wien 1891, 189 ff.); Forel, Handb. d. Seenkunde, (1901, 119 ff.).

Oberfläche eine vertikale Zirkulation in der obersten Schicht erzeugt, welche die nächtliche Oberflächentemperatur allmählich tiefer trägt und einer gewissen oberen Schicht eine gleichmäßige Temperatur verleiht, die gegenüber der darunter liegenden, von dieser Zirkulation unberührten hoch erscheint. Nicht unwesentlich wirkt bei Flußseen auch die Größe des Abflusses auf die Wärmeverteilung ein. Unten fließt Oberflächenwasser ab; in Gegenden wechselnder Sommer- und Wintertemperatur fließt von oben im Sommer kälteres, in die Tiefen gehendes Wasser zu; im Winter wird das zuströmende Flußwasser dagegen kälter als das Wasser des Sees sein. Das läßt sich besonders an den Alpenseen erläutern[46]).

III. Die Bewegungen des Meeres.

§ 215. Arten der Bewegungen. Die Bewegungen des Meeres sind zweierlei Art; in einem Falle wird es von Bewegungserscheinungen ohne erhebliche Ortsveränderung durchlaufen — dies sind die Wellen —, im anderen handelt es sich um eine deutliche Versetzung von Wassermassen von einem Ort zum anderen — die Strömungen. Unter den letzteren haben wir uns mit der großen Meereszirkulation, die in ungeheuren Zeiträumen eine langsam vor sich gehende Verschiebung der Meeresmassen bewirkt, schon beschäftigt (S. 525). Sie unterscheidet sich eben durch diese Langsamkeit der Fortbewegung deutlich — aber nicht grundsätzlich — von den eigentlichen Meeresströmungen, bei denen eine mehr oder weniger unmittelbar wahrnehmbare Vorwärtsbewegung auftritt. Je nach den Ursachen stehen sich die ausschließlich von der Oberfläche ausgehenden Windwirkungen und die die gesamte Wasserschicht in Mitleidenschaft setzenden Gezeitenwirkungen gegenüber. Beide wirken ständig oder, wenn man will, periodisch. Dazu tritt als dritte ursächliche Erscheinung der von der festen Erdrinde ausgehende unperiodische Stoß, der Erdbebenwellen erzeugen kann, hinzu.

Andererseits bedarf es einer Unterscheidung zwischen Oberflächenwellen, bei denen nur eine Oberflächenschicht von gewisser Mächtigkeit in Bewegung gesetzt wird, während das Wasser darunter in Ruhe bleibt, und der Flutwellen, welche die gesamte Wassermasse der Meere bis zu den größten Tiefen in Mitleidenschaft ziehen. Zu den ersteren gehören die Windwellen und Dünungen, zu den Flutwellen die Gezeitenwellen und Seebebenwellen.

§ 216. Die Oberflächenwellen[1]). Bei jedem Anstoß, welchen die Oberfläche des Wassers erhält, geraten Wasserteilchen in eine schwingende (oszillierende) Bewegung, jedoch nicht gradlinig auf- und absteigend, sondern sich in kleinen, geschlossenen, senkrecht gestellten Kurven bewegend, die sich an der Oberfläche dem Kreise nähern, unter dieser immer mehr elliptisch werden. Man nennt dies die Kreis- oder Orbitalbewegung. Indem nun jedes folgende Teilchen die Bewegung ein wenig später als das vorangehende beginnt, schreitet die Form der Welle vorwärts. Die Kurve des Wellenprofils stellt dabei sehr nahe eine sog. Trochoide dar, welche Linie man sich durch die Bewegung eines Punktes einer Radspeiche vergegenwärtigen kann, wenn das Rad in geradliniger Bewegung ist.

Jede Welle besteht aus einem Wellenberg und einem Wellental. Den Vertikalabstand des höchsten und tiefsten Punktes beider nennt man

[46]) E. Brückner, Zur Thermik der Alpenseen und einiger Seen Nordeuropas (Geogr. Zeitschr. XV, 1909, 305—15).

[1]) O. Krümmel, Handbuch d. Ozeanographie II, 1911, Kap. I, 1—198.

die Wellenhöhe, welche also so ziemlich dem Durchmesser der (oberen) Kreisbahnen der einzelnen Wasserteilchen entspricht. Der Abstand von Wellenkamm zu Wellenkamm heißt Wellenlänge. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle (C) entspricht dem Quotienten aus der Bahn durch die Zeit, also hier aus der Wellenlänge (L) und der Zeitperiode (T), in der sie wiederkehrt:

$$C = \frac{L}{T}.$$

Die Orbitalbewegung. Hat das Wasser genügende Tiefe, so pflanzt sich die Orbitalbewegung bis auf das Vielfache der Wellenhöhe fort, wobei bei arithmetisch zunehmenden Abständen von der Oberfläche die Durchmesser der immer mehr ellipsenförmigen Bahnen nach unten in geometrischer Progression abnehmen. In welcher Abhängigkeit die Tiefe, bis zu der die Orbitalbewegung hinabreicht, von der Wellenhöhe steht, ist mit Sicherheit noch nicht bekannt. Bei Wassertiefen von der Hälfte der Wellenlänge tritt keine fühlbare Beeinflussung der Bewegung von seiten des Grundes ein. Wenn sich aber die Orbitalbewegung nicht vollständig ausbilden kann, so überstürzt sich der Wellenkamm, die Welle brandet. Aus dem Umstand, daß man Wellen über Tiefen von 200 m hat branden sehen, läßt sich daher schließen, daß diese Bewegung gelegentlich noch tiefer greift (§ 144). Die Orbitalbewegung ist stets beträchtlich langsamer als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle (C) und kann nach der Theorie höchstens = ½ C werden. Nimmt man sie zu ¼ C an, so beträgt sie bei einer Sturmsee von 16 m in einer Sekunde immerhin noch 4 m, woraus man ihren mechanischen Effekt am Strande ermessen mag, zumal sich dieser bei steigender Wellenhöhe und abnehmender Tiefe erhöht.

Windwellen und Dünungen. Es ist in erster Linie der Wind, der die Oberflächenwellen erzeugt. Zur Bildung eines bedeutenden Seegangs, d. h. einer stark bewegten See ist Zeit und Fläche erforderlich. Solange die Kämme auf hoher See sich noch überstürzen, ist der Seegang noch unausgebildet. Der Wind hat noch nicht lange genug gedauert, um mächtige Wasserschichten in Bewegung zu setzen. Unter Windsee oder „See“ schlechtweg versteht der Seemann die unmittelbar vom Winde erzeugten Wellen. Ist Seegang entwickelt, so kann der Wind aufhören und es dauert dennoch die Wellenbewegung noch lange fort. Es wohnt der See dann die lebendige Kraft unzähliger Windstöße inne und sie kann so selbst bei Windstille am Strande noch zerstörend wirken. Die mittelbar durch den Wind aus größerer Entfernung erzeugten Wellen nennt man die Dünung. Diese Dünung zeigt flachere Wellenberge, läuft oft ohne jedes äußere Anzeichen ihres Ursprungs über glatte Seen hin und findet sich typisch ausgebildet in den tropischen Meeren mit ihren Windstillen-Gürteln.

Die Messung der Wellen[2]) auf See gehört mit zu den schwierigsten Beobachtungen. Am ehesten läßt sich noch die scheinbare Periode (T) des Seegangs bestimmen, d. h. die Aufeinanderfolge der Wellenkämme. Die Theorie ergibt, daß, wenn die Wellenhöhe nicht zu sehr gegen die Wellenlänge verschwindet, die Geschwindigkeit (C) etwa gleich dem 1½fachen der Periode (T in Sekunden)

[2]) S. u. a. G. Schott; Forschungsreise zur See (Erg.-Heft zu Pet. Mitt. Nr. 109, 1893, 74—94); Krümmel (a. a. O. II, 40—44).

und die Wellenlänge (in Metern) etwa gleich dem anderthalbfachen des Quadrats der Periode ist, oder genauer

$$C = 1{,}56\ T \text{ und } L = 1{,}56\ T^2, \text{ woraus } C = 1{,}25\ \sqrt{L}.$$

Hat man also mit der Uhr in der Hand die Periode zu 5 Sek. gefunden, so wurde die Fortpflanzungsgeschwindigkeit roh zu $7^m{,}8$ ($= 1{,}56 \times 5$), die Länge der Welle zu 39^m ($= 1{,}56 \times 25$) anzunehmen sein[3]).

Am schwierigsten ist die Wellenhöhe zu bestimmen und sie ist früher vielfach überschätzt worden. Auch die Ablesung feiner Aneroidbarometer im Wellental und auf dem Wellenkamm hat noch zu keinem sicheren Ergebnis geführt, und die Theorie hat noch keine Beziehungen zwischen Wellenhöhe (H) und den anderen Dimensionen aufgedeckt. Die Erfahrungen haben das Verhältnis von Höhe zu Länge bei mäßigem Seegang zu annähernd 1 : 40, bei schwerer See zu 1 : 20 ergeben. Sobald die Sturmsee aufhört, werden die Wellen flacher.

Als Maximalwerte wird man bei orkanartigen Stürmen einheitliche Wellensysteme von 15 Sek. Periode, 15^m Höhe, 350^m Länge, und 24^m Geschwindigkeit — es ist dies die Schnelligkeit eines sehr schnellen Eisenbahnzuges (S. 50) — annehmen dürfen[4]); 8^m—9^m hohe Wellen sind schon ungewöhnliche Erscheinungen; bei leichtbewegter See beträgt die Höhe etwa 2^m—4^m. Die allgemeine Annahme der Seeleute, daß die Geschwindigkeit der Wellenbewegung oft diejenige des erzeugenden Windes übertreffe und somit eine vorauseilende See den herannahenden Sturm verkünde, ist neuerdings öfters bestritten und auf eine Unterschätzung der Windgeschwindigkeit zurückgeführt[5]). Danach sollte nach neueren Beobachtungen die letztere durchschnittlich etwa um $^1/_3$ größer als die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen gefunden sein. Indessen scheint hierbei das Entwicklungsstadium der Wellenbewegung nicht genügend berücksichtigt zu sein. Wenn anfangs der Wind den Wellen oft stark vorauseilt, so erlangen die Wellen, wenn zu größter Höhe entwickelt, doch meist den Vorrang vor dem Winde[6]). Jedenfalls bleibt die Tatsache bestehen, daß sich stürmisches Wetter zur See häufig — aber keineswegs immer — durch eine eigentümliche Dünung kundgibt, welche ihren Ursprung einem noch entfernten Sturmzentrum verdankt und daher im weiteren Umkreis desselben eine mit dem östlichen Wind in keinem Zusammenhang stehende Geschwindigkeit besitzt.

Höhere Wellen von oft verheerender Wirkung entstehen nicht selten durch eine Vereinigung mehrerer Wellensysteme, eine Interferenz. Dahin gehören die gefürchteten Sturzseen mit sich überschlagenden Kämmen im Zentrum tropischer Orkane. Trifft die Dünung, die im allgemeinen ja keine hohen Wellen zeigt, auf Untiefen und Küstenbänke, so heben sich dieselben sichtlich und bilden die an manchen Küsten gefürchteten Roller — an der Küste Niederguineas Kalema genannt —, welche den Strand zeitweise unnahbar machen[7]).

---

[3]) Die Trochoidentheorie ergibt als Grundgleichungen (Krümmel II, 94.)

$$C = \frac{g}{2\pi} T \text{ und } L = \frac{g}{2\pi} T^2, \text{ also } T = \sqrt{\frac{2\pi}{g}} \cdot \sqrt{L},$$

worin g die Beschleunigung der Schwere, also $9{,}81$ (S. 108) bedeutet. Nun ist

$$\frac{g}{2\pi} = 1{,}56; \text{ also } C = 1{,}56 \cdot \sqrt{\frac{2\pi}{g}} \cdot \sqrt{L} = 1{,}56 \cdot 0{,}8 \cdot \sqrt{L} = 1{,}25 \cdot \sqrt{L}.$$

— [4]) Schott a. a. O. 81. — [5]) Daselbst 86 ff.; vergl. auch Geogr. Jahrb. XVIII, 1895, S. 192 f. — [6]) Krümmel, Handb. d. Ozeanogr. II, 82. — [7]) Ebenda, 114 ff.

§ 217. Seebebenwellen (Stoßwellen). Es ist früher von den Erdbebenfluten die Rede gewesen (S. 308), welche ihren Ursprung wahrscheinlich in erster Linie unterseeischen Vulkanausbrüchen zu verdanken haben. Hier handelt es sich darum, die Fortbewegung des Stoßes in Form gewaltiger Flutwellen noch kurz zu verfolgen. Es sind dies Wellen, die mit ungeheurer Geschwindigkeit die Meere durcheilen und, weil sie die gesamte Meeresmasse in Bewegung setzen, ein Mittel geboten haben, die Tiefe der durchlaufenen Strecken annähernd zu schätzen. Man berechnet die Fortpflanzungsgeschwindigkeit (C) aus dem Zeitunterschied zwischen dem Auftreten des Seebebens im vermeintlichen Epizentrum (S. 307) und der Ankunft der ersten Welle an einem Gegengestade.

So soll das Seebeben von Iquique in Chile (20° S) am 9. Mai 1877 nach 14¾ Stunden in Honolulu verspürt sein. Die im größten Kreis gemessene kürzeste Entfernung beträgt 5710 Seemeilen. Ebenso traf die erste Stoßwelle nach 23^h in Hakodate in Japan (8750 Seem.), nach 18¼^h in Wellington (Neuseeland, 5660 Seem. ein. Daraus berechnet sich die Geschwindigkeit auf dem nordwestlichen Wege bis Honolulu zu 387 ($5710 : 14{,}_{75}$) Seemeilen pro Stunde oder 199^m in der Sekunde, bis Hakodate zu 381, bis Wellington zu 306 Seem.[8]). Wahrscheinlich ist die Geschwindigkeit noch eine größere, da der sichtbaren wirklich gehobenen Stoßwelle vermutlich unmerklich kleine Wellen vorauseilen, und die Annahme, daß sie sich auf kürzestem Wege im größten Kreise fortpflanzen, ja nur ein Notbehelf ist[9]).

Aus der Wiederholung des Wogenandranges die Periode (T) entnehmend, schließt man auf eine gewaltige Länge der einzelnen Explosionswellen von Wellenkamm zu Wellenkamm. Bei viertelstündlicher (900 Sek.) Wiederkehr berechnet sich diese Länge aus $L = 1{,}_{56} \times 900^2$ zu 1264^{km}, bei einstündiger sogar zu $1{,}_{56} \times 3600^2$ oder 20218^{km}. Gegen diese Wellenlänge, die sich nur mit der durch Ebbe und Flut erzeugten Welle (S. 535), nicht aber mit Windwellen in Vergleich stellen läßt, verschwindet auch die größte Meerestiefe (P), so daß das Verhältnis $P : L$ ein kleiner Bruch wird. Unter dieser Voraussetzung ist annähernd das Quadrat der Geschwindigkeit gleich dem zehnfachen der mittleren durchlaufenen Meerestiefe, genauer

$$C^2 = g \,.\, P, \text{ (wo } g \text{ die Beschleunigung der Schwere) oder}$$

$$P = \frac{C^2}{9{,}_{81}{}^m} \text{ und bei } C = 200^m, \text{ also } P = \frac{200 \cdot 200}{9{,}_{81}} = 4080^m.$$

Man hätte also die Mitteltiefe des Großen Ozeans zwischen Chile und Japan zu 4080^m, zwischen Chile und Neu-Seeland zu 2800^m usw. anzunehmen. Diese Berechnungen hatten zu einer Zeit, in der man kaum über ozeanische Tiefen orientiert war, einen gewissen Wert, sind aber nachmals nur zum Teil durch Tiefseelotungen bestätigt worden.

§ 218. Stehende Wellen oder Seiches[10]). An manchen Binnenseen und geschlossenen Meeresteilen hat man seit längerem eigentümliche Schwankungen des Seespiegels um eine neutrale Achse beobachtet, die, ohne äußerlich sichtbare Ursache plötzlich auftretend, das Wasser an einem Ufer ansteigen lassen, während es am entgegengesetzten sinkt. Die Schaukelbewegung wiederholt sich rhythmisch in Zeiträumen, welche mit den Durchmessern

[8]) Vergl. E. Geinitz in Nova Acta d. Leop. Car. Acad. d. Naturforscher, XL, Halle 1878, Nro. 9. — [9]) Vergl. Krümmel, Handb. II, 2. Aufl. 1911, 153 ff. — [10]) F. A. Forel war der erste, der 1874 die Erscheinung der Seiches als stehende Schwingungen der Wassermasse eines Sees erkannte. S. auch Forel, Handb. d. Seenkunde, Stuttg. 1901, 72—80, Krümmel, Handb., II, 1911, 157 ff.

der Seebecken und ihrer mittleren Tiefe zusammenhängen, mit immer schwächerem Ausklang, um dem Anschein nach dann wieder zu verschwinden und sich später wieder zu verstärken. Auch finden sich solche von halber Periode, die man im Gegensatz zu den ersteren als zweiknotige stehende Wellen bezeichnet (d. h. mit zwei in Ruhe befindlichen Linien während der rhythmischen Bewegung), und es können auch noch mehrknotige Wellen entstehen. Man hat für diese Erscheinung verschiedene Lokalnamen; am Genfer See, wo sie am häufigsten auftritt und am besten erforscht ist, heißt sie Seiches (französisch zu sprechen), und dieser Name ist jetzt so ziemlich der übliche für die gleichen Erscheinungen an anderen Seen geworden.

Als Ursache der Seiches hat man atmosphärische Einwirkungen auf den Seespiegel erkannt, vor allem die kleinen, fortwährend vor sich gehenden Veränderungen des Luftdrucks, die sich zuweilen plötzlich bedeutend verstärken, ohne daß sie notwendig von Stoß- oder Fallwinden begleitet zu sein brauchten. Sie kündigen häufig bei ganz heiterem und windstillem Wetter Gewitter an. Aber auch Platzregen erzeugen Seiches.

Am Genfer See beobachtet man Seiches sowohl in der Richtung der Längs- wie der Querachse, ihre Dauer ist dort 73 Minuten, am St. Wolfgang-See im Salzkammergut 32 Min. Wenn die älteren hydrodynamischen Theorien vielfach Werte der Dauer ergaben, die mit dem beobachteten nicht übereinstimmten, so lag dies daran, daß sie der Gestalt der Seebecken zu wenig Rechnung trugen. Sie gingen nämlich von der Merian'schen Formel für einknotige Schwingungen aus

$$t = \frac{2l}{\sqrt{gp}},$$

worin t der ganzen Schwingungsdauer vor- und rückwärts, l der Länge des Seebeckens, p der mittleren Tiefe und g der Schwerkonstante entspricht. Eine weitere Theorie[11]) konstruiert, um die Seicheskonstanten für den einzelnen See zu berechnen, aus der veränderlichen Tiefe und dem veränderlichen Querschnitt eine sog. Normalkurve des Sees, die man alsdann als Längsschnitt betrachten kann.

Man hat auch die plötzlichen Anschwellungen an der Ostsee, den sog. Seebär (welches Wort aus dem alten Ausdruck bahre = Schwellung, Hebung erklärt wird) auf die gleichen Ursachen ungleichen Luftdrucks zurückgeführt[12]) und vor allem das uralte Rätsel des Euripus, der Meerenge von Chalkis in Griechenland zwischen Euböa und dem Festland, als eine mit Seichesbewegung verknüpfte Erscheinung erkannt[13]).

In der Enge von Chalkis (Negroponte) wechselt die Stromrichtung des Wassers nicht, wie bei gewöhnlichen Gezeitenströmen alle 6 Stunden, sondern viel häufiger, aber in sehr unregelmäßiger Weise, namentlich zurzeit der Quadraturen des Mondes

[11]) G. Chrystal, On the hydrodynamical theory of seiches (Trans. R. Soc. Edinburgh Vol. 41, III, 1905. Vergl. hierzu W. Halbfaß, Der heutige Stand der Seichesforschung (Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1907, 5—24); A. Endrös, Vergleich. Zusammenstellung d. Hauptseichesperioden in 29 Seen usw. (Pet. Mitt. 1908 ff.); Seichesbeobachtungen an Seen des Salzkammergutes (Pet. Mitt. 1906, 252—58 und 1908, 39 ff.). — [12]) R. Credner, Über den Seebär v. 16. Mai 1888. (Jahresber. der Geogr. Ges. Greifswald III. 1. T., 1888, 57; Krümmel, Handb. II, 172 ff.). — [13]) S. Krümmels Tiefenkarte Euböa-Euripus 1 : 314000 (Pet. Mitt. 1888, Taf. 20). Krümmels Darlegungen sind überholt nach Analyse des Beobachtungsmaterials durch A. Endrös (Z. Problem des Euripus, Sitz.-Ber. d. k. Bayr. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Kl. 1914, 99—139), während die Lösung der Frage vom theoret. Standpunkt durch Rob. Sterneck jun., gegeben ward (Z. Theorie d. Euripusströmungen, Sitz.-Ber. K. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. IIa, 125 Bd., 1916, 1093—1148).

(S. 178). Ja dann kommt es oft auch zu unmittelbarer Umkehr der Flutstunden. Längst hat man als Grundursache den häufigen Wechsel des Niveauunterschiedes im Nord- und Südhafen erkannt, aber erst die jüngste Zeit hat eine befriedigende Erklärung dieser Erscheinung vom theoretischen Standpunkt aus gebracht. Der vielgestaltete Küstenverlauf der Zugangskanäle zwischen Euböa und dem Festland, von denen der südliche offen gegen das Meer ist, bedingt zunächst die große Verschiedenheit der Hubhöhen der Halbtagsgezeiten nördlich und südlich der Enge, deren Verlauf im übrigen dem im Ägäischen Meer entspricht. Dazu aber treten noch Seiches von kurzer Periode, deren Amplitute im Südhafen wegen Offenheit des Kanals weit größer zu sein pflegen; sie spielen sich in beiden Häfen aber deshalb verschieden ab, weil die Chalkis-Enge die Bildung eines beide Kanäle gemeinsam umfassenden Schwingungsgebiet verhindert.

§ 219. Die Gezeiten[14]). Im ersten Buch haben wir breits den an allen ozeanischen Küsten im Meeresspiegel beobachteten Gezeitenwechsel berührt, der sich im allgemeinen in 24 Mondstunden oder $24^h\ 50^m$ Sonnenzeit zweimal vollzieht (§ 94). Zugleich wurden die kosmischen Kräfte, welche Mond und Sonne je nach ihrer gegenseitigen Stellung und Entfernung von der Erde auf das Meer ausüben, abgewogen und die Perioden der verschiedenen Gezeiten bestimmt; alles vom theoretischen Standpunkt unter Voraussetzung eines die Erdkugel mit gleichmäßiger Tiefe umgebenden Meeres, in welchem die Wassermassen ohne Reibung den anziehenden Gestirnen folgen. Man nennt dies die „Gleichgewichtstheorie der Gezeiten".

1. Die Gliederung des Weltmeeres in Einzelozeane und Nebenmeere und das ungleiche Relief des Meeresbodens, die Gegensätze vor allem von Tiefsee und seichtem Küstenwasser bedingen jedoch so zahlreiche Ausnahmen von den theoretisch berechneten Erscheinungen, daß nur wenige Punkte auf der Erde zu finden sind, in denen sich die Gezeiten ganz im Sinne der Theorie vollziehen. Mißlich ist dabei freilich, daß wir keine Möglichkeit besitzen, Zeit und Höhe des Gezeitenwechsels auf hohem Meere zu beobachten. Wir sind ausschließlich auf Küstenstationen angewiesen, von denen von vornherein angenommen werden muß, daß örtliche Verhältnisse die Untersuchung verwickeln.

Eintrittszeit und Höhe der Gezeiten (Hubhöhe) bestimmen wir heute an immer zahlreicheren Punkten der Erde durch selbstaufzeichnende Pegel (Flutmesser, Mareographen, S. 330).

Ein Schwimmer überträgt die Schwankungen der Wasseroberfläche auf eine Trommel. Um aber den Schwimmer der Wellenbewegung zu entziehen, schließt man ihn in einen Zylinder ein, der nur durch ein Loch nahe am Boden mit den Gewässern in Verbindung steht. Bei dem rasch abnehmenden Ausschlag der Orbitalbewegung nach der Tiefe kann sich also die Wellenbewegung nicht auf die Wassersäule im Zylinder übertragen.

Die Pegelbeobachtungen haben den früher bestrittenen Anteil geschlossener Nebenmeere und größerer Binnenseen am Wechsel von Ebbe und Flut aufs augenscheinlichste nachgewiesen, wenn sich auch in letzteren der Gezeitenwechsel oder die Hubhöhe der Gezeiten nur nach wenigen Zentimetern bemißt. Leicht verständlich ist zunächst eine überall beobachtete Verzögerung der Flutwelle gegenüber dem raschen Voranschreiten der

[14]) G. H. Darwin, The Tides and kindred Phenomena in the Solar System Deutsch v. A. Pockels: Ebbe und Flut usw., Leipzig 1902, 2. Aufl. 1911.

beiden anziehenden Gestirne nach ihrem (scheinbaren) Lauf um die Erde. Das Hochwasser tritt immer um eine gewisse, aber beträchtlich wechselnde Zeit später ein, als der Meridiandurchgang des Mondes am Beobachtungsorte, und die Springflut, die man theoretisch bei Neu- und Vollmond erwarten müßte (S. 187), wird meist 1—2½ Tage nach diesen Terminen beobachtet. Allgemein bedingt durch die innere Reibung des Wassers wird diese Verzögerung örtlich im flachen Wasser der Küsten verstärkt.

Unter Hafenzeit eines Ortes versteht man die wahre Ortszeit (§ 48) des am Tage des Neu- und Vollmondes nach Mittag eintretenden (ersten) Hochwassers; sie gibt also an, wieviel Stunden das Hochwasser an dem betreffenden Ort dem Durchgang des Mondes durch den Meridian zur Zeit der Syzygien (S. 178) folgt. Die Hafenzeit steht ein für allemal fest. Man kann aus ihr den Eintritt des Hochwassers an jedem beliebigen Tag berechnen, wenn man zur täglichen Kulminationsstunde des Mondes, wie sie die astronomischen Jahrbücher angeben, die Hafenzeit hinzufügt. Rechnet man nun diese örtlichen Hafenzeiten des Vergleichs wegen auf eine Einheitszeit um wie die von Greenwich, so lassen sich für eine Küstenstrecke oder nahbenachbarte Gegengestade, sog. Hochwasserstundenlinien oder Flutstundenlinien[15]), in eine Karte zeichnen, welche das Vorrücken der Flutwelle längs dieser Küsten erkennen lassen.

Als man in den Jahren 1830—40 diesen Verhältnissen größere Beachtung schenkte, verfiel man in den Fehler, die gleichen (absoluten) Hochwasserstunden an weit entfernten ozeanischen Küsten quer über das Meer durch Linien[16]) (Isorhachien[17]), englisch cotidal lines) zu verbinden und diese letzteren als Ort des fortschreitenden Kamms der Flutwelle anzusehen. Diese von Whewell aufgestellte Flutlinienhypothese[18]) sah zugleich den Stillen Ozean als Geburtsstätte der großen Flutwellen an, weil er allein groß genug schien zur Ausbildung so großer Wellen. Von dort sollten sie dann in den Atlantischen Ozean vorrücken, um mit schnell voraus-eilender Mitte nach 1—2½ Tagen die nordatlantischen Küsten zu erreichen. Anschauungen, die heute verlassen sind, sich aber deshalb so lange in der Literatur erhalten haben, weil die schon 1842 von Airy ausgearbeitete Auffassung, welche in der inneren Reibung die wahre Ursache der Verzögerung erkannte, erst nach einem Menschenalter größere Beachtung fand.

2. Die Airysche Wellentheorie der Gezeiten, auch Kanaltheorie genannt[19]), weil sie die Bewegung des Wassers in einem Kanal von gleichmäßiger Breite und Tiefe zur Voraussetzung hat, gipfelt in dem Nachweis, daß jede Störung in der Bewegung der unmittelbar von den anziehenden Kräften abhängigen gezwungenen (oder primären) Flutwellen ein System

[15]) S. solche für verschiedene Küsten auf den Karten 23—26 von Berghaus' Physik. Atlas 1891, in J. Perthes' Seeatlas, Taf. 10 und 11 usw. — [16]) S. die Whewellschen Cotidal lines, v. Heinr. Berghaus' Isorhachien genannt (ὁ ὁρμός die Brandung, die Flut) in Berghaus' Phys. Atlas, 2. Aufl., 1850: Hydrographie, Taf. 1. — [17]) Besser Homorhachien, Linien gleichzeitiger Flut. S. darüber Krümmel, Handb. II, 1907, 233. — [18]) Whewell hat sie selbst 1848 zurückgenommen (Philos. Transact. Vol. 138, 1848, p. 2). — [19]) G. B. Airy, Artikel „Tides and Waves" in der Encyclopaedia Metropolitana, Vol. V, 1842. Die Grundanschauungen Airys sind in Verbindung mit der Darlegung der Gezeitenbeobachtungen durch die sog. harmonische Analyse wiedergegeben von C. Börgen (Die harm. Analyse der Gezeitenbeobachtungen) in den Annalen der Hydrographie XII, 1884. In elementarer Form hat Börgen im Segelhandbuch des Atlant. Ozeans (1885, 293—316, 2. Aufl. 1899, 281—302: Die Gezeiten im Nordatl. Ozean) seine Anschauungen dargelegt, die durch die neuesten (S. 536) teilweise überholt sind.

von freien (oder sekundären) Wellen erzeugt, die zu jenen in bestimmter Beziehung stehen. Treten beide Gattungen zusammen auf, so summieren sie ihre Wirkung. Nun ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der gezwungenen Wellen unabhängig von der Tiefe des Wassers; sie durcheilen den Kanal vielmehr mit der (scheinbaren) Umlaufsgeschwindigkeit des Gestirns um die Erde, und ihre Länge ist immer von halber Länge des Kanals. Ihre Höhe wächst unmittelbar mit der Wassertiefe. Im flachen Wasser verschwinden sie daher so ziemlich. Die freien Wellen aber haben zwar mit den gezwungenen jeweilig die Periode (τ) gemein, aber ihre Länge (λ) ist verschieden und hängt von der Wassertiefe (p) ab. Hierbei sind nun Tief- und Seichtwassertiden zu unterscheiden.

a) Ist die Wellenlänge (λ) sehr groß im Verhältnis zur Meerestiefe (p), wie es bei den mehrere Tausend Kilometer langen Flutwellen des Ozeans (s. u.) der Fall ist, so nehmen die Merianschen Formeln, welche die Beziehungen zwischen Periode (τ), Länge (λ), Fortpflanzungsgeschwindigkeit (c) und Wassertiefe (p) regeln, die einfache schon erwähnte (S. 531) Gestalt an

$$c = \sqrt{g \,.\, p} \quad \text{und} \quad \lambda = \tau \sqrt{g \,.\, p},$$

wo g die Schwerekonstante $= 9{,}_{81}$ ist, d. h. also Länge und Geschwindigkeit der freien Wellen sind der Quadratwurzel aus der Tiefe proportional.

Die halbtätigen Mondflutwellen haben eine Periode von $12^h\ 25$ (S. 183) oder $12{,}_{42}{}^h \times 3600^s = 44712$ Sekunden. Folglich beträgt die Länge (λ) einer solchen bei einer Mitteltiefe des Wassers (p) von 4000^m immerhin 8850^m ($= 44712 \times \sqrt{9{,}_{81} \,.\, 4000}$), so daß selbst im Großen Ozean zwei solcher Wellen kaum Platz haben und die größten Meerestiefen (9—10 km) in der Tat gegen die Wellenlänge verschwinden. Bei 1000^m Tiefe hat die Welle 4426^{km} Länge und selbst in flachen Meeren wie der Nordsee erreicht sie bei 50^m Tiefe noch 989^{km}. Ihre Geschwindigkeit (c) ist bei 4000^m eine gewaltige, nämlich 198^m in der Sekunde ($= \sqrt{9{,}_{81} \,.\, 4000}$) oder 385 Seemeilen in der Stunde, bei 1000^m Tiefe eilt sie nur halb so schnell vorwärts.

b) Im Seichtwasser treten verwickeltere Verhältnisse auf. Zunächst bilden sich, sobald die aus der See an die Küste tretende kosmische Gezeit eine hohe im Verhältnis zur Wassertiefe ist — was nur bei halbtägigen Mond- und Sonnentiden der Fall sein wird —, noch besondere Nebengezeiten aus. Sie bedingen, daß die Form der Welle eine unsymmetrische, nach vorn steilere ist, so daß das Wasser zum Steigen weniger Zeit als zum Fallen gebraucht. In einzelnen Trichterbuchten können infolge davon sogar mehrere Hochwasser eintreten, wie denn die Bucht von Southampton z. B. drei Hochwasser in 24 Stunden hat. Und wenn mehrere Tiden von verschiedener Periode in solchen seichten Kanälen wirksam sind, so bilden sich ferner nach Art der Kombinationstöne bei den Schallwellen noch besondere Kombinationstiden. Unberücksichtigt bleiben hierbei die meteorologischen Einflüsse wie Wind, Regen, Luftdruck, welche, wenn sie regelmäßigem Wechsel am Tage und im Jahre unterworfen sind, die Sonnentiden erheblich beeinflussen können.

3. Somit durchkreuzen die Meere eine ganze Reihe von Systemen von Gezeitenwellen. Es muß daher auch die Erscheinung der Interferenz, d. h. ihrer Durchkreuzung eine beträchtliche Rolle spielen. Begegnen sich die Kämme zweier Wellen von gleicher Periode, so muß die Fluthöhe an

dieser Stelle beträchtlich wachsen. Auf diese Weise läßt sich der Unterschied mancher Inselstationen im Großen Ozean erklären. Die Marquesas und Samoa-Inseln z. B. haben 1—2 m Flutwechsel, während Tahiti nur $0{,}_4$ m hat. — Dort wo sich Kamm und Tal zweier Wellen ganz ausgleichen, kann die eine Gattung z. B. die Mondwelle ganz verschwinden, so daß nur die Sonnentiden übrigbleiben wie in Tahiti. Umgekehrt ist in der Florida-Straße die Mondflut sechsmal stärker als die Sonnenflut.

Im allgemeinen rückt die Flutwelle im tiefen Wasser rascher vor als auf den flachen Bänken der Küste. In vielen Fällen ist das unmittelbare Auflaufen des Wellenkammes gegen die Küste nur scheinbar, in einiger Entfernung von ihr ist er senkrecht zum Küstenverlauf gestellt [20]). Sodann lenkt die Umdrehung der Erde von W nach O die Wellen auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links ab.

Die Formel $C = \frac{1}{2}\, g \cdot p$ gibt ein Mittel, annähernd den Weg zu bestimmen, welchen eine Flutwelle zwischen A und B zurücklegt. Stimmt die berechnete Reisedauer mit dem Unterschied der Hafenzeiten an den Endorten überein, so darf dies als Beweis direkten Auflaufens der Flutwelle von A nach B (im größten Kreise gemessen) gelten. Im anderen Falle muß man an der Hand des Bodenreliefs und mit Zuhilfenahme von Zwischenstationen andere Wege suchen, bis die berechnete Welle die Station B zur entsprechenden Hafenzeit erreicht.

Trotz vielfacher Bemühungen haben die Versuche, das Eintreffen der Ozeanfluten zu den an den Küstenpunkten beobachteten Zeiten allein auf Grund fortschreitender Gezeitenwellen zu erklären, bisher zu keinem befriedigenden Ergebnis geführt. Mit mehr Erfolg hat man daher die Frage unter Zuhilfenahme stehender Wellen angegriffen.

Bei dem neuesten dieser Versuche [21]) ward die jeweils beobachtete Gezeitenbewegung — zunächst nur für die vereinigte Mond- und Sonnenflut zur Zeit der Syzygien — in zwei Komponenten von fest angenommenen, voneinander um ein Viertel der Periode verschiedener Epochen zerlegt. Alsdann wurden die Knotenlinien der beiden Schwingungssysteme, einerseits für 0^h und 6^h, andererseits für 3^h und 9^h, auf Grund der auf Greenwich einheitlich reduzierten Hafenzeiten durch die Ozeane gezogen.

Es ergab sich, daß diese Knotenlinien beider Epochen sich im südlichen Atlantischen Ozean mehr oder weniger parallel laufen, im nördlichen jedoch ebenso wie im Indischen und Stillen Ozean mehrfach schneiden. In diesen Schnittpunkten bilden die Knotenlinien in der Reihenfolge von 0^h, 3^h, 6^h, 9^h nebst den zwischenliegenden speichenförmige Umkreisungen, sog. Amphidromien [22]), teils im links-, teils im rechtsläufigen Sinn. Das letztere scheint nur von der Anordnung der Knotenlinien der beiden Systeme, nicht in erster Linie von der Einwirkung der Erdrotation abzuhängen. Indem nun die einzelnen Flutstundenlinien, welche für 0^h, 3^h, 6^h, 9^h mit obigen Knotenlinien zusammenfallen, eingetragen werden, entsteht eine Isorhachienkarte von völlig neuem Aussehen. Im Indischen und Großen Ozean hat sie

[20]) C. Börgen, Segelhandbuch d. Atlant. Ozeans 313 ff. — [21]) Vergl. Rob. Sterneck, „Die Gezeiten der Ozeane" (Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse, Abt. IIa, 129 Bd., 1920, 131—156. auch separat mit Karte (1 : 115000000). Dieser Versuch überholt denjenigen von Rollin Morris (Manual of Tides, in U. S. Coast Survey Rep. 1904, App. 5); dessen Karte f. d. Atlant. u. Ind. Ozean bei Krümmel (II, 315) wiedergegeben ist. — [22]) Vergl. Krümmel II, 251.

wohl noch stark problematischen Charakter, aber im Atlantischen scheint sie den Beobachtungen schon strenger gerecht zu werden.

Überblickt man das Gesamtbild, so erkennt man, daß das Weltmeer, als Ganzes aufgefaßt, ein einheitliches Schwingungsgebiet bildet, daß aber eine von O nach W fortschreitende Gezeitenwelle, wie sie theoretisch einer ganz mit Wasser bedeckten Erdkugel entspräche, nicht vorhanden ist.

Das Neue der Betrachtungsweise liegt also hauptsächlich in der Entdeckung der Amphidromien. Von ihrer Lage hängt der Verlauf der Isorhachien in erster Linie und damit die Erklärung der Hafenzeiten und Hubhöhen ab, von örtlichen Einflüssen selbstverständlich abgesehen.

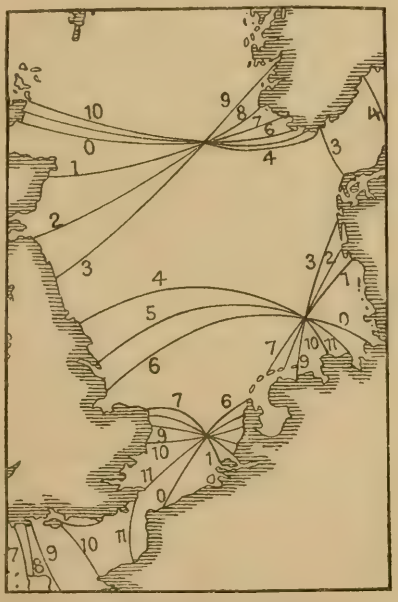
Im Südatlantischen Ozean[23]) trägt die Flutwelle noch den Charakter einer von Süden nach Norden fortschreitenden. In etwa 20° N. Br. jedoch, wo sich die Flutlinien enger zusammendrängen, geht sie in das System stehender Wellen über. Für den nördlichen Teil sind zwei Amphidromien, einerseits in etwa 53° Br., 33° W und andereseits bei den Färöer maßgebend; im Indischen Ozean werden vor der Hand 4, im Stillen deren 6 angenommen.

In der Nordsee scheinen drei Amphidromien zu bestehen (Fig. 78). Von diesen erklärt die südwestlich zwischen der holländischen und englischen Küste gelegene die großen Unterschiede der Hafenzeiten nachbarter Küstenpunkte, wie

Cromer	$6^h\ 55^m$
Yarmouth	$9^h\ 0^m$
The Nace (b. Harwich)	$11^h\ 45^m$
Helder	$5^h\ 41^m$
Katwyk	$2^h\ 12^m$
Ostende	$0^h\ 12^m$

weit besser, als die früher angenommene Interferenz fortschreitender Flutwellen, welche teils durch den Kanal, teils um Schottland herum kommend sich hier begegnen sollten. Andererseits begründet die den norwegisch-dänischen Küsten beträchtlich nähere Lage der Zentren der beiden andern Amphidromien (58¼° Br., 4° O. und 75 km nw. v. Helgoland), warum die Hubhöhe an diesen Küsten soviel geringer ist als an den gegenüberliegenden englischen.

Fig. 78.



Die Amphidromien in der Nordsee (nach R. Sterneck).

Auch die Mittelmeer-Gezeiten sind heute in ein System gebracht[24]). Die Hubhöhe schwankt an den einzelnen Küstenpunkten meist zwischen 10—30 cm, steigt an der syrischen Küste auf ½ m und erhebt sich nur ganz ausnahmsweise auf mehr als 1 m (z. B. Gibraltar 99 cm, Gabes 2,2 m). Es hat sich gezeigt, daß die Gezeiten im Mittelmeer ausschließlich auf stehende Wellen zurückzuführen sind. Das selbständige Schwingen des größern Becken wird durch das Mitschwingen der benach-

[23]) Rob. Sterneck, Die Gezeiten im Atlant. Ozean (Ann. d. Hydr., 1920, 395—98) mit Karte des Ozeans (1 : 92,5 Mill. i. Aeq.) u. der Nordsee (1 : 13 Mill.). — [24]) Rob. Sterneck, Hydrodyn. Theorie d. halbtäg. Gezeiten d. Mittelmeers (Sitz. Ber. K. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse, Abt. IIa, Bd. 124, 1915, 3. Heft).

barten beeinflußt. Es kommt zu Amphidromien, welche indes bis jetzt nur in den Straßen von Tunis und von Messina, sowie im Adriatischen Meere[25]) (in der Breite von Ancona) näher nachgewiesen werden konnten. Entgegen frühern Anschauungen[26]) weiß man heute, daß auch im Schwarzen Meer[27]) Gezeiten auftreten. Hier bleibt aber die Hubhöhe an den europäischen Küsten durchweg unter 10 cm.

§ 220. Die Gezeitenströmungen[28]). Schon früher (S. 352) ist auf die Wirkung von Strömungen des Wassers aufmerksam gemacht, welche in raschem Wechsel der Richtung an flachen Küsten und in engen Gewässern, zwischen Inseln und in Meerengen auftreten und sich durch die Periode dieses Wechsels deutlich als durch Ebbe und Flut erzeugt von anderen Meeresströmungen unterscheiden. Die neueren Strömungskarten lassen die Gegenden, in denen diese Gezeitenströme sich geltend machen oder überwiegen, erkennen[29]) (Atlas, Taf. 8). Die Küsten der Nordsee, besonders der Kanal, die britischen Gewässer, die norwegische Küste, das Persische Meer, das Australasiatische Inselmeer und die Buchten Ostasiens sowie Australiens, die westamerikanischen Fjordküsten, der St. Lorenzgolf usw. gehören hierher.

Die Tiden als Wellenbewegung aufgefaßt zeigen einen Kreislauf der Wasserteilchen von $12^2/_5{}^h$; im Flutstrom befinden sie sich $6^1/_5{}^h$ über, im Ebbestrom $6^1/_5{}^h$ unter dem Mittelniveau des Wassers. Beim Durchgang durch letzteres muß daher Stillwasser und das Kentern des Stromes, d. h. die Umkehr in die entgegengesetzte Richtung eintreten. Am Strande findet gegen die Erwartung dies Kentern nicht $3^1/_{10}{}^h$ nach Hoch- und Niedrigwasser statt, sondern gleichzeitig mit diesen beiden Phasen der Bewegung oder nur wenig später. Dies rührt von der geringen Wassertiefe an den Küsten her, welche dem Flutstrom in der Vorderseite der Gezeitenwelle nicht mehr gestattet, sich nach Hochwasser lange zu behaupten. In trichterförmigen Buchten und Kanälen wie z. B. im Ärmelkanal kann sich das Kentern im Verhältnis zum jeweiligen Hochwasser des Küstenortes allmählich so verzögern, daß es für die ganze Meeresfläche zur gleichen Tagesstunde eintritt, aber eben bei verschiedenen Phasen der Gezeitenwelle[30]). Hierdurch erklären sich auch die Wirbelströmungen, die in manchen solcher Straßen gefürchtet sind. Indem die Gezeitenströme am Strande senkrecht auf diesen zu, weiter ab dagegen parallel mit der Küste verlaufen und ihre Umkehr bei verschiedenen Phasen hier und dort bewerkstelligen, vollzieht sich an der links vom Flutstrom liegenden Küste eine Drehung der Gewässer im Sinne des Uhrzeigers, umgekehrt an der rechten. Auf hohem Meer fast unmerkliche Geschwindigkeit zeigend, erreichen die Gezeitenströme in schmalen Straßen nicht selten 6—8 Seemeilen in der Stunde (3—4 m in 1^s), woraus sich ihre örtliche Gefährlichkeit für die Schiffahrt genügend ergibt. Der Maelstrom bei den Lofot-Inseln und die Skylla und Charybdis in der Straße von Messina[31]) sind auf solche Gezeitenströme zurückzuführen.

Die Flußgeschwelle. Die Höhe und Geschwindigkeit der Flutwelle steigert sich in Trichterbuchten oft zu gewaltiger Höhe[32]). Als Mascaret

[25]) Rob. Sterneck, Üb. d. Einfl. d. Erdrotation a. d. halbtäg. Gezeiten der Adria (Ebenda, 123 Bd., 1914, mit Karte). — [26]) Krümmel, Handb. II, 1911, 370: „Das Schwarze Meer ist gänzlich ohne Gezeitenbewegung". — [27]) Rob. Sterneck (a. a. O. Anm. 24, S. 70 ff.). — [28]) Krümmel, Ozeanogr. II, 1887, 224 ff.; 1911, 272 ff. — [29]) Atlas des Atlantischen, Indischen und Stillen Ozeans (§ 197). — [30]) Börgen, Die Gezeitenströmungen im Atlantischen Kanal usw. (Ann. d. Hydr. 1880, 7 ff.). — [31]) J. Hann, Allg. Erdkunde, 1896, 322, mit Kärtchen. — [32]) Krümmel, Handbuch II, 1911, 299 ff.

an der Seine, als Bore am Hugli, als Pororoca am Amazonas bekannt, eilt sie auch an der chinesischen Küste als mächtige Brandungswelle in den Flüssen empor. In 5 m hoher mauerartiger Erhebung wälzt sie sich mit gewaltigem Getöse gegen die Ufer des Amazonas. Die Schiffe müssen versuchen sich in die Mitte des Strombettes zu retten.

§ 221. Die Meeresströmungen[33]). Im Gegensatz zu den eben geschilderten Bewegungen des Meeres verstehen wir unter Meeresströmungen die dauernde Vorwärtsverschiebung von Oberflächenwasser in gleicher oder nur jahreszeitlich wechselnder Richtung. Von den verwickelten Küstenströmungen sehen wir hierbei ab und sprechen zunächst von solchen auf hohem Meere.

Die Kenntnis der tatsächlich vorhandenen Meeresströmungen, ihrer Ausbreitung, Stärke und Veränderlichkeit hat sich sehr langsam entwickelt. Es kann dies nicht verwundern, wenn man bedenkt, wie außerordentlich langsam sie an sich im Durchschnitt sind und wie veränderlich in ihren seitlichen Grenzen; nur an wenigen Stellen besitzen sie eine unmittelbar wahrnehmbare Schnelligkeit. Die Mittel, welche uns diese auf Flüssen schätzen lassen (S. 329), versagen bei dem Mangel jeglicher Ufermarken auf dem hohen Meer. Bis auf den heutigen Tag müssen wir mittelbare Anzeichen zur Einzeichnung ihres Verlaufes zu Hilfe nehmen.

Daher bringt das Zeitalter der Entdeckungen nur Kunde von einigen in Engen rascher fließenden Strömungen. Der Moçambique-Strom, den arabischen Seeleuten des Mittelalters sicher schon bekannt, veranlaßte bereits Vasco da Gama (1498), eines der vorspringenden Kaps an der Südostküste Afrikas Cabo dos Corrientes, das Kap der Strömungen, zu benennen. Im Jahre 1512 erkannte Ponce de Leon den Floridastrom. Kolumbus sprach sich deutlich über die Strömungen zwischen den kleinen Antillen und in der Yucatanstraße aus[34]), daneben glaubte schon Kolumbus eine Westbewegung der atlantischen Gewässer wahrzunehmen. Theoretische Ansichten erweiterten diese Anschauungen im 17. Jahrh. zur Annahme allgemeiner Weltströmungen in den tropischen Meeren.

Anzeichen der Meeresströmungen. Unter den mittelbaren Anzeichen, welche Zeugnis für weitverzweigte Bewegungen des Oberflächenwassers ablegen, spielen Treibprodukte die größte Rolle. Wenn westindische Hölzer in Norwegen und Island angeschwemmt werden, oder die Nordküste Spitzbergens massenhaft mit Treibholz bedeckt ist, das sich nach dem Artenbefund als sibirisches erwiesen hat, so kann über Strömungen, welche diesen Transport zwischen jenen Gebieten vermitteln, kein Zweifel sein, aber über den Reiseweg im einzelnen selbst deuten sie uns nur Unsicheres an. Größere Beachtung gewinnt das in unserem Jahrhundert eingeführte Hilfsmittel der Flaschenposten[35]). Es ist freilich verkehrt, aus der Reisedauer ausgeworfener Flaschen in Vergleich mit der kürzesten Entfernung zwischen Auswurfs- und Landungsstelle ohne weiteres auf die Geschwindigkeit der Strömung schließen zu wollen, die sie befördert hat; das ist nur in festen geschlossenen Strömungen angängig, da andererseits Flaschen monatelang im Meere kreisen können ohne zu landen. Ferner bieten die wandernden Eisberge, die bis zu $^6/_7$ ihrer Höhe eintauchen (S. 573) und daher ihre

[33]) Krümmel, Handb. II, 1911, Kap. III, 413—728. — [34]) J. G. Kohl, Geschichte des Golfstroms u. seiner Erforschung, Bremen 1868, 29. — [35]) G. Schott, „Die Flaschenposten der deutschen Seewarte“ (A. d. Archiv der D. Seewarte, XX. 1897, mit 6 Karten), weist den großen Wert dieser Einrichtungen nach.

Fortbewegung ungleich mehr den Strömungen des Wassers als etwa dem Winde verdanken, die Mittel, Verlauf und Geschwindigkeit polarer Ströme abzuschätzen.

Seit Benjamin Franklins Zeiten (1775) ist dann noch das wichtige Hilfsmittel der Beobachtung der Wassertemperatur hinzugekommen, um die Meeresströmungen in ihrer räumlichen Begrenzung und jahreszeitlichen Verschiebung kennen zu lernen, und das Thermometer ist daher für viele Gegenden eines der wichtigsten nautischen Instrumente geworden. Man unterschied allmählich warme und kalte Meeresströmungen und veranschaulicht sie jetzt durch verschiedene Farben auf den Karten.

Man darf die Begriffe „warm" und „kalt" nur nicht in absolutem Sinn nehmen, sondern immer im Verhältnis zu den benachbarten, aber in der Temperatur abweichenden Meeresteilen sowie zu der darüber befindlichen Luftschicht. So ist der Golfstrom als „warmer Strom" im Sommer 4°—5° wärmer als die atlantischen Gewässer gleicher Breiten und 5°—12° wärmer als die Luft. Ein Wasser von 17° C, wie man es im Stillen Ozean unter dem Äquator unweit der Galápagos gefunden hat, muß als ein äußerst kalter Strom gelten, da das Oberflächenwasser längs des Äquators sonst eine Temperatur von 26°—28° C hat. Und wenn die Gewässer, welche die norwegische Küste eisfrei erhalten, auch nur 2°—3° C im Januar zeigen, so gehören sie im Verhältnis zu einer Temperatur von 0° bis — 1° in den polaren Strömungen doch noch zu den „warmen" Strömungen.

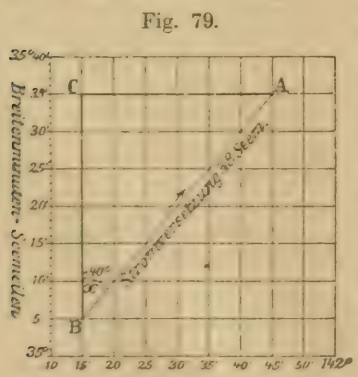
Temperaturmessungen und Bestimmungen des Salzgehaltes des Wassers dienen auch heute noch zu den wichtigsten Hilfsmitteln für die Festlegung von Stromgrenzen und die Kenntnis ihres Verlaufes. Im übrigen bildet die Hauptgrundlage die Berechnung der sog. Stromversetzung der Schiffe, die allerdings vor Einführung der Chronometer auf denselben und damit der genaueren Längenbestimmung des Schiffsortes unmöglich war.

Täglich um Mittag wird auf den heutigen Schiffen die Schiffsposition, soweit möglich, astronomisch nach Breite und Länge bestimmt. Vergleicht man das Ergebnis dieses sog. astronomischen Bestecks alsdann mit dem gegißten, d. h. mit der Bestimmung des Schiffsortes auf Grund des durchsegelten Kurses und der Distanz während des Etmals (24 h), so berechnet sich die Stromversetzung nach Richtung und Geschwindigkeit auf einfache Weise aus dem Unterschied beider Positionen.

Ist z. B. (Fig. 79) beobachtet (A) 35° 35′ N und 141° 45′ O
gegißt (B) 35° 6′ N und 141° 15′ O

so ist die Stromversetzung . . . . . 29′ nordwärts u. 30′ ostwärts.

Fig. 79.



Nun sind 29 Breitenminuten = 29 Seemeilen und 30 Längenminuten in 35° Br. = 24,5 Seem. (da hier 1° L. = 49 Seem.); also ist die Stromversetzung in $24^h = \sqrt{29^2 + 24{,}5^2} = \sqrt{1440}$ oder 38 Seemeilen gewesen. Zugleich hat die Strömung das Schiff in einer Richtung N 40° O geführt, da tang $x = 24{,}5 : 29 = 0{,}84$ und x also 40° ist. Man pflegt diese Berechnungen mit Hilfe von Strichtafeln zu machen.

Die Seeleute pflegen die Stromgeschwindigkeit nach der Zahl der Seemeilen in Etmal (24h) anzugeben. Eine solche von 100—120 Seem. gehört schon zu den äußersten Seltenheiten und wird fast nur

in den Verengungen gefunden, durch welche sich einige Strömungen hindurchzwängen (Florida-Enge). Es bedeutet dies 4—5 Seemeilen in der Stunde oder (da die Zahl der Seemeilen pro Stunde = der doppelten der Meter pro Sekunde ist), 2^m—$2\frac{1}{2}^m$ in der Sekunde, also eine Geschwindigkeit, wie sie großen Flüssen nur zur Hochwasserzeit zukommt (S. 329). 40—60 Seemeilen in Etmal ($0,_8{}^m$ bis $1,_2{}^m$ pro Sek.) gehört immer schon zu den starken Strömungen. Die Äquatorialströme haben durchschnittlich vielleicht 15—25 Seemeilen; eine Fortbewegung von weniger als 5 Seemeilen im Etmal rechnet man überhaupt nicht als Strom. Dann schleichen die Gewässer langsamer als Niederungsströme im Sommer vorwärts.

Berücksichtigt man nun, daß die Schiffstagebücher erst in unseren Tagen zugänglicher geworden sind, daß andererseits weite Gebiete höherer Breiten außerhalb des Weltverkehrs zur See liegen und somit Beobachtungen aus diesen über Strömungsverhältnisse und Wassertemperaturen nur spärlich vorhanden sind, so ist verständlich, wie vielfach noch der Vermutung über den Einzelverlauf mancher Meeresströmungen Spielraum gelassen ist. Erst seit wenigen Jahrzehnten vermag man die Gesamtheit derselben in ein übersichtliches System zu ordnen. Nicht wenig hat dazu die Erkenntnis beigetragen, daß der Wind die primäre Ursache der großen Strömungen ist.

§ 222. Theorie der Meeresströmungen[36]). Während man seit längerem die großen Äquatorialströmungen mit den in jenen Gegenden herrschenden Passatwinden in nahe ursächliche Verbindung gebracht hat und auch anderweit den Wind als wichtigen Erreger von Oberflächenströmungen — oder sog. Windtriften des Wassers — anerkannte, hat man ihm doch nicht die Kraft zugetraut, tiefgehende Bewegungen zu erzeugen, welche gewaltige Wassermassen über die Ozeane hinwälzen. Man hat daher für diese zweite Gruppe von „Strömungen im engeren Sinne" (stream currents im Englischen im Gegensatz zu drift currents)[37]) verschiedene Ursachen angenommen: Unterschiede des spezifischen Gewichts und der Erwärmung, Niveauunterschiede hervorgerufen durch Windstau, Einfluß der ablenkenden Kraft der Erdrotation usw., wie sie z. B. für die große vertikale Zirkulation der Ozeane (S. 525) maßgebend sind, aber die raschere Fortbewegung des Oberflächenwassers nicht erklären.

1. In diesem Punkte haben theoretische Untersuchungen Wandel geschaffen. Man hat nachgewiesen, daß die Arbeit des Windes sich keineswegs nur auf die obersten Wasserschichten beschränkt. Allerdings trifft der Windstoß tangential nur die Oberfläche, und dies bedingt, daß an derselben auch im Gebiet ein und derselben Strömung die Stromversetzungen in stark verschiedener Richtung erfolgen können. Wechselnde Winde haben immer nur Oberflächenströmungen im Gefolge. Die Reibung des Wassers aber ist es, welche die Bewegung tieferen Schichten mitteilt. Wo also dauernde Winde in gleicher Richtung lange Zeit auf die Oberfläche wirken, muß sich allmählich ein Teil der Geschwindigkeit in tiefere Schichten fortpflanzen (Zöppritzsche Windtheorie der Strömungen[38]).

---

[36]) Vergl. über die Geschichte der Strömungstheorien Krümmel, Handb. II, 1911, 442 ff. Übersichtlich faßt Bruno Schulz die neuen Theorien zusammen („Unsere Kenntnis v. d. Ursachen d. Meeresströmungen", Die Naturwissenschaften, VIII, 1920, 1003—21). — [37]) Diese Bezeichnung rührt von James Rennell her (1832). — [38]) K. Zöppritz († 1885), Hydrodynam. Probleme in Bez. z. Theorie d.

Nach dieser Theorie müßte sich bei unendlicher Tiefe des Wassers ein stationärer Zustand der Bewegung durch die ganze Masse verbreiten, der anhält, selbst wenn die primäre Ursache nachmals aufhören oder sich ändern würde. Allerdings zog der Begründer dieser Theorie dabei nur die innere (molekulare) Reibung des Seewassers in Betracht, deren Koeffizienten er zu 0,0144 annahm (d. h. es bewirkt die innere Reibung bei dem leichtflüssigen Element eine gegenseitige parallele Verschiebung der sich berührenden, eng übereinander gelagerten Schichten, auf die Flächeneinheit von 1 qcm bezogen von nur 0,0144 cm/sek) [39]). Aus gewissen Näherungsformeln ergab sich, daß 239 Jahre verstreichen müßten, bis die Hälfte der Oberflächengeschwindigkeit in eine Tiefe von 100 m gelangt [40]).

Indessen stehen diesen Anschauungen die Erfahrungen entgegen, daß sich beim strömenden Wasser zugleich Wirbelwirkungen einstellen, deren Reibungskoeffizient ein ungleich größerer ist, als der der inneren Reibung und mit der Windstärke rasch wächst. Stellt man den virtuellen Reibungskoeffizienten [41]) (worunter man die Summe beider Faktoren der innern wie der Wirbelreibung versteht), so ergibt sich folgerichtig, daß die Oberflächengeschwindigkeit ungemein viel schneller in die Tiefe dringt, als bei bloßer Berücksichtigung der innern Reibung. So würde, wenn man den zurzeit aufgestellten Formeln trauen darf, bei einer Windstärke von nur 3 m/sek die Hälfte jener Strömungsgeschwindigkeit an der Oberfläche schon nach 11 Tagen bis in 100 m dringen [42]).

2. Die sich mehrenden Beobachtungen, daß die Richtung der Meeresströmungen — abweichend von den Luftströmen benennt man die ersteren nach den Himmelsrichtungen, nach welchen sie hineilen, nicht woher sie kommen — durchschnittlich nicht unbedeutend von der Richtung der sie erzeugenden Winde abweicht, haben neuerdings dazu geführt, dem Einfluß der Erdrotation auf den Verlauf der Strömungen eine weit größere Bedeutung beizumessen, als es früher geschah [43]).

Meeresströmungen (Wiedemanns Ann. d. Physik, 1878, III, 582 ff., 1879, VI, 597; im Auszug in Ann. d. Hydr., 1878, 239). — [39]) Nach neueren Bestimmungen von E. Ruppin berechnete Krümmel (Über die innere Reibung des Meerwassers. Wiss. Untersuch. her. v. d. Komm. d. wiss. Untersuch. d. deutschen Meere in Kiel, N. F. Bd. IX, 1906) den Reibungskoeffizienten bei 35 Promille Salzgehalt je nach der Abhängigkeit von der Temperatur, wie folgt:

bei 0^0 C = 0,018, bei 10^0 = 0,014, bei 20^0 = 0,011, bei 30^0 = 0,009.

[40]) S. über die in viele Werke übergegangenen Zahlen die früheren Auflagen dieses Lehrbuchs (§ 242). — [41]) H. Thorade, Die Geschwindigkeit d. Triftströmungen u. die Ekmansche Theorie", (Ann. d. Hydr. 1914, 379—91) berechnete den virtuellen Reibungskoeffizienten für kleinere Windstärken als etwa 5 m/sek zu $1{,}_{02}\, v^3$ cm/sek, wo v die Windgeschwindigkeit bedeutet, für größere Windstärken zu $4{,}_3\, v^2$ cm/sek. Für eine solche von III Beaufort (s. u. § 242) oder $4{,}_8$ m/sek ist danach der Reibungskoeffizient = $1{,}_{02} \cdot (4{,}_8)^3 = 112{,}_8$. — [42]) Berechnet nach der Zöppritzschen Formel

$$\sqrt{t} = \sqrt{\frac{1}{112{,}_8} \cdot \frac{1}{0{,}_{48}} \cdot \frac{h}{2} \cdot V^0} = 0{,}_{196} \cdot \frac{h}{2} \cdot V_0\,,$$

wo t die Zeit, h die Tiefe, V_0 die Stromgeschwindigkeit bedeutet. Ist h = 100 m = 10000 cm, so wird, wenn wir $V_0 = 1$ setzen.

$$t' = (0{,}_{196} \cdot 5000)^2 = 960400 \text{ Sek. oder } 11{,}_1 \text{ Tage.}$$

— [43]) Die gegen die Zöppritzsche Strömungstheorie (die gleichsam nur für den Äquator galt, weil dort die Ablenkung = 0 ist) gerichtete Bewegung ging hauptsächlich von Fritjof Nansen aus (vergl. The Oceanography of the North Polar Basin 1902, 369 ff. und „Die Ursachen der Meeresströmungen" in Pet. Mitt. 1905). Die grundlegenden neueren analytischen Untersuchungen gab Walfried Ekman in Christiania (On the Influence of the Earth Rotation on Ocean Currents; Arkiv för Matematik usw., Bd. 2, Nro. 11, Stockholm 1905). S. besonders Ekmans äußerst verständlich geschriebenen „Beiträge z. Theorie der Meeresströmungen" (Ann. d.

Die Theorie ergibt, daß der rein vom Wind erzeugte Triftstrom an der Meeresoberfläche überall auf der nördlichen Halbkugel 45° nach rechts, auf der südlichen 45° nach links abgelenkt wird, ganz unabhängig von der geographischen Breite. Zugleich aber — und dies ist der neuere Gesichtspunkt — nimmt die Drehung nach rechts bezw. nach links mit wachsender Tiefe mehr und mehr zu, und während der Ablenkungswinkel mit der Tiefe gleichmäßig wächst, nimmt die Stromgeschwindigkeit gleichzeitig in einer geometrischen Progression ab. Danach müßte sich die Oberflächengeschwindigkeit in derjenigen Tiefe, wo der Strom sich um 180° gedreht hat, also dem oberen entgegengesetzt läuft, d. h. in der sog. Reibungstiefe[44]) im Verhältnis von $1 : e^{-\pi}$ oder $1 : 0{,}_{043}$ vermindert haben (e = Basis der natürl. Logarithmen oder = $2{,}_{718}$), also nur noch $^1/_{23}$ derjenigen an der Oberfläche, d. h. kaum mehr vorhanden sein. — Die wirkliche Ablenkung der Strömungen wird im allgemeinen deshalb viel geringer sein, weil Wind, Uferlinien, im seichten Wasser der Meerboden, ferner Seitenströme sie in andere Bahnen zwingen. Nansen fand die Richtung der Eistrift, welche sein Schiff westwärts trieb, im Mittel um etwa 24° nach rechts von der mittleren Windrichtung abweichend.

Gegenüber der Zöppritzschen Theorie weist die neuere also nach, daß ein lang andauernder Wind nicht die gesamte Wassermasse des Meeres in bestimmter Richtung vorwärts zu bewegen vermag, sondern daß dies nur bis zu einer gewissen Tiefe möglich ist, da unterhalb derselben die durch die Erdrotation bewirkte, spiralförmige Drehung der übereinander gelagerten Schichten die Vorwärtsbewegung mehr oder weniger zum Stillstand bringt. Damit würde die allerdings bisher noch selten genauer festgestellte Tatsache erklärt sein, daß die Oberflächenströmungen meist nicht sehr tief hinabreichen. Die „Deutschland" fand 1911 im südlichsten Teil des Atlantischen Ozeans die Reibungstiefe zu etwa 50 m. Bei den Äquatorialströmungen scheinen sie schon in ca. 150 m zu verschwinden[45]).

Wenn nun auch sicher noch andere Ursachen mitwirken, die großen Stromsysteme der Meeresoberfläche im Gang zu erhalten — wie z. B. der andauernde Windstau und die dadurch erzeugten geringen Niveauunterschiede, der verschiedene Salzgehalt oder Temperaturgrad und damit der Unterschied in der Dichtigkeit des Wassers, der sich ständig auszugleichen sucht, — so wird man doch an der Ansicht festhalten müssen, daß für die horizontale Zirkulation des Meereswassers, also für die eigentlichen Meeresströmungen, die Winde in Verbindung mit der Erdrotation die primäre Ursache ihrer Entstehung sind.

Danach sind die großen äquatorialen Westströme als solche aufzufassen, die längst durch die Passatwinde in stationäre verwandelt sind. In höheren Breiten erzeugen die freilich nicht mit gleicher Ausdauer der Richtung, aber stärker wehenden Westwinde ähnliche Strömungen in entgegengesetzter Richtung. Der Ablenkungsantrieb durch die Erdrotation hilft die großen Stromkreise in den nördlichen Ozeanbecken schließen. Im Bereich der Antarktis jedoch ermöglicht das Zurücktreten der Kontinente der Westwindtrift (Atlas, Taf. 8) einen geschlossenen Strömungsring rings um die südliche Kalotte zu bilden. Die Erdrotation bedingt es z. B. auch, daß in den Nebenmeeren der nördlichen Halbkugel sich Stromkreise entwickeln, welche

---

Hydr., Berlin 1906, Heft IX—XII). Die Einwände, welche O. E. Schiötz und H. Mohn gegen die Ekmansche Theorie erhoben (Ann. d. Hydr. 1908, 429—450), widerlegte Ekman kurz (ebenda 1908, 481—84). — [44]) Nach Ekman ist die Reibungstiefe

$$D = \pi \cdot \sqrt{\frac{\mu}{q \cdot \omega \sin \varphi}},$$

wo μ den virtuellen Reibungskoeffizienten, q das spezif. Gewicht des Meerwassers, ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde, φ die geogr. Breite bedeutet. — [45]) O. Krümmel, Der Ozean, 2. Aufl. 1902, 252.

die einzelnen Becken im entgegengesetzten Sinn des Uhrzeigers umkreisen. So zieht im Mittelmeer eine Strömung längs der afrikanischen Küste nach O und biegt dann längs der syrischen Küste nach N um. Ausgeprägt ist auch die Umkreisung des Adriatischen Meeres im gleichen Sinn, an der Ostküste nordwärts an der italienischen südwärts.

3. Solche durch Wind in bestimmte Bahnen gelenkte oder gezwungene Strömungen haben aber ein ganzes System ausgleichender Wasserbewegungen oder freier Ströme im Gefolge. Zunächst muß im Rücken jeder Strömung Ersatz für die fortgeführten Wassermengen geschaffen werden, das erfordert der unzerreißbare Zusammenhang der Gewässer. Solche Ersatzströme (Kompensationsströme) werden einerseits von den Seitengewässern der Stromwurzel herbeigeführt, die also im Fall der Äquatorialströme von Norden und Süden längs der Westküsten der Kontinente in die Hauptströme einlenken. Wo letztere indessen hart am Festlandsockel beginnen, so daß zur Entwickelung oberflächlicher Kompensationsströme der Raum fehlt, wird der Ersatz aus dem tieferen Wasser aufgesaugt werden müssen. Dies zeigt sich in der so auffallenden Erscheinung kalten Wassers, welches eben längs jener kontinentalen Westküsten beobachtet wird; es ist das sog. Auftriebwasser[46]), das keiner Küste mit ablandigen Winden fehlt und besonders die Leeseite (Windschattenseite) ozeanischer Inseln begleitet (S. 545, Fig. 81). Bei küstenparallelen oder auch auflandigen Winden kann kälteres Auftriebwasser am ehesten durch die neuere Wirbeltheorie der Strömungen erklärt werden. Indem erstere eine Ablenkung im bekannten Sinn erfahren, führen sie die oberen Wasserschichten bis zur Reibungstiefe von der Küste fort. Das dadurch entstehende Druckgefäll gegen die Küste bedingt ein Aufsteigen kälteren Wassers aus der Tiefe.

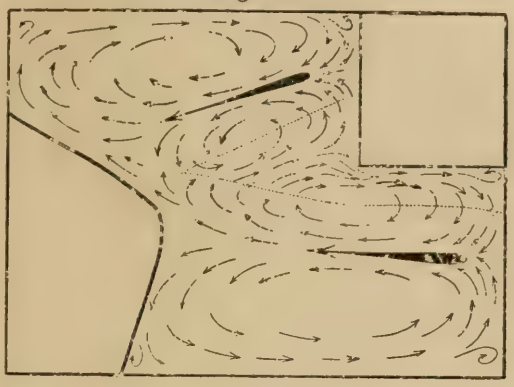
4. Jede Strömung, die auf eine feste Wand trifft, teilt sich, und die Arme setzen ihren Weg, solange nicht besondere Hindernisse hinzutreten, mit gleicher Geschwindigkeit längs der Wand fort. Laufen nun zwei parallele Ströme gegen die gleiche senkrecht vorgebaute Wand an, so müssen die beiden inneren Zweige nach der Teilung schließlich in der Mitte der Wand zusammentreffen, und von der Wand wieder abbiegend nun zwischen den Hauptströmen einen Gegenstrom entwickeln, dessen Kanten mit denen der Hauptströme durch umkurvende Wasserfäden verbunden sind. Ferner bietet jeder das Strombett einengende Landvorsprung Anlaß zur Abzweigung eines kleinen, sich alsbald umbiegenden Seitenastes, der dann in einem Kreislauf allmählich zum Hauptstrom zurückkehrt. Das sind die sog. Neerströme, die viele Küsten in einer dem Hauptstrom entgegengesetzten Richtung begleiten (vgl. die Pfeile in den Winkeln der Fig. 80).

Viele dieser Vorgänge lassen sich experimentell in einfacher Weise veranschaulichen[47]). Setzt man das Oberflächenwasser in einer vierkantigen Wanne durch ein Gebläse — etwa eine Inhaliermaschine — in Bewegung, und macht man letztere durch aufgestreute Sägespäne sichtbar, so zeigen sich Stromkreise, die mit ihrer Stromteilung und Kompensationsströmung sowie den kleinen Neerströmen

[46]) S. die Zusammenstellungen in Ad. Puff, Das kalte Auftriebwasser an der Ostseite des Nordatlant. und der Westseite des Nordindischen Ozeans. Diss. Marburg 1890; vergl. Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 21; Krümmel, Ozeanographie II, 1911, 532 ff., der vertikale Ausgleich des Windstaues. — [47]) Nach Krümmel, Handb. d. Ozeanographie II, 1887, 354 ff., 1911, 470 ff. mit anschaulichen Figuren, deren einige durch Fig. 79 und 80 wiedergegeben sind.

und der mittlern Gegenströmung viele der Erscheinungen in den großen Ozeanen wiederspiegeln. Fig. 80 gibt annähernd die äquatorialen Strömungen im Atlantischen Ozean wieder; die großen Pfeile entsprechen den Windtriften, die Kontinente sind durch eingestellte Zinkblechstücke vergegenwärtigt. Auf die gleiche Weise lassen sich auch die Auftriebwasser auf der Leeseite von Bodenerhebungen veranschaulichen, wenn man wie in Fig. 81 ein Blechstück als Bodenschwelle in die Wanne legt und das Wasser durch das Gebläse in Bewegung setzt. Der Auftrieb des Wassers kann durch Tintentropfen sichtbar gemacht werden.

Fig. 80.



Die Gegend, von der der Wind kommt, die Windseite, heißt in der niederdeutschen Seemannssprache die Luvseite, die entgegengesetzte die Leeseite.

Eisschmelzströme[48]) sind in polaren Gewässern beobachtet. Indem das Meereis in dem über dem Gefrierpunkte befindlichen Seewasser schmilzt, gelangt dieses geschmolzene Eiswasser als das salzärmere und leich-

Fig. 81.

tere am Eisrande über das erstere und fließt daher von diesem Eisrand fort. Als Ersatz wird das umgebende Meerwasser zum Eisrand hingezogen. Der Teil desselben, der unter das Eis gerät, kühlt sich stärker ab, sinkt dadurch in die Tiefe, vom Eisrand weg strebend, so daß je ein kälterer Strom an der Oberfläche und in der Tiefe von der Eiskante fortströmt, ein etwas wärmerer Zwischenstrom zu ihr hinströmt. Ob hierdurch wirklich erhebliche Gebiete des Meeres in Bewegung gesetzt werden können, erscheint doch fraglich.

§ 223. Übersicht der Meeresströmungen[49]). Betrachten wir nunmehr eine neuere Darstellung der Meeresströmungen (Atlas, Taf. 8), so darf man nicht vergessen, daß ein so bewegliches Element, das nach seitlicher Begrenzung, Längsausdehnung und Hauptrichtung sowie nach der Stärke sich mit den Jahreszeiten nicht unbeträchtlich verschiebt, in einem einzigen Bilde nur schwer dargestellt werden kann. Die mittleren Verhältnisse, die eine allgemeine Strömungskarte gibt, entsprechen der Wirklichkeit nur im großen Ganzen. Unsere neueren Seeatlanten bieten daher für die Meeresströmungen

[48]) O. Pettersson (Pet. Mitt. 1900, 81 ff., Ann. d. Hydr. 1905, 151 ff.), vergl. Krümmel, Handbuch II, 1911, 572. — [49]) Krümmel, Handb. II, 1911, 548—728.

zum mindesten Sommer- und Winterkarten. Ein richtiges Verständnis setzt zugleich eine Kenntnis der hauptsächlichsten Luftströmungen über den Meeresflächen voraus, weshalb es sich empfiehlt, beim Studium der Meeresströmungen die Windkarten ständig zum Vergleich heranzuziehen.

Im Atlantischen Ozean sind die beiden Hauptkreise deutlich ausgebildet. Die südliche Äquatorialströmung oder Südpassattrift, 8°—10° breit, überschreitet nordwärts den Äquator stets ein wenig; die Nordpassattrift, sich im Jahr um einige Grad verschiebend, ist im O nur schwach ausgebildet, setzt aber im W mit etwas größerer Stärke ein. An der inneren Seite aller Stromkreise schwächt sich die Stromstärke bedeutend ab, so daß die Begrenzung Schwierigkeit bietet. Als mittlere Stromstärke kann man 15—16 Seemeilen im Etmal von 24^h für den nördlichen, 20—24 für den südlichen annehmen. Zwischen beiden bewegt sich als äquatoriale Gegenströmung der Guineastrom ostwärts; seine Wurzel im W schwankt beträchtlich mit den Jahreszeiten. Am afrikanischen Kontinent teilt er sich und sendet den Hauptzweig in den Busen, der ihm den Namen gegeben. Von der Äquatorialströmung auf schmalen Raum gedrängt, verstärkt er seine Geschwindigkeit und ist mit seinem tiefblauen warmen Wasser bis in die Nähe des Kongo beobachtet. Gespeist werden die Äquatorialströmungen durch den Benguelastrom im S und den Kanarienstrom im N, die teils als Kompensationsströme zu gelten haben, teils selbst bereits den Südost- bezw. Nordostpassatwinden ihre Entstehung verdanken. Beide sind gegenüber den Äquatorialtriften kühle Ströme, schon weil sie aus höheren Breiten in niedere gelangen. Aber hauptsächlich muß ihre geringere Temperatur an der Ostseite der Beimischung kalten Auftriebwassers zugeschrieben werden, das in den subtropischen Breiten infolge der ablandigen Passatwinde hart an den Küsten emporquillt und die Meerestemperatur um 6°—8° C und mehr erniedrigt gegenüber der Wasserwärme auf dem hohen Meer in 100^{km}—200^{km} Abstand von der Küste.

Der nördliche und südliche Äquatorialstrom vereinigen sich auf der Höhe von Guayana und senden vom Winde getrieben einen großen Teil ihrer Gewässer zwischen den Antillen in die Karibensee, aus der ein starker, warmer Strom durch die Yucatanstraße nordwärts zieht. Nach neueren Forschungen [50]) teilt sich dieser Strom alsbald dreifach. Der Hauptzweig zieht westwärts und umkreist den Golf längs dem Abfall des Schelfs (Campeche Bank und Florida-Bank), um in die Florida-Straße einzubiegen; ein schwächerer zieht nordwärts und vereinigt sich mit dem Hauptstrom an der Mississippimündung; der östliche Zweig zieht unmittelbar in die Florida-Straße. Der Floridastrom, der erst von Franklin mit dem Namen Golfstrom belegt ward [51]), geht somit aus jenen Strömungen als schwacher (36 Seem.), nicht besonders warmer (25—28°) Strom im W der Straße hervor und wird alsbald durch das am Westrand der Bahámabank hindurchströmende Ozeanwasser verstärkt. Dennoch würde das durch die Engen von Bimini (Taf. 43; 37^{km}) wenn auch mit 800^m Mächtigkeit austretende Wasser [52]) nicht entfernt ausreichen, eine so breite, wenn auch allmählich sich verflachende Schicht vorwärts zu wälzen, wie sie sich etwa um Kap Hatteras zeigt (600^{km}), würde sie

[50]) Nach John C. Soley, Der Golfstrom im Golf von Mexiko (Ann. d. Hydrogr. 1907, 84 ff. mit Karte 1 : 7500000). — [51]) Krümmel, Handb. II, 1911, 574. — [52]) S. die Karte des Seebodens an der Spitze Floridas von Pourtalès, (Pet. Geogr. Mitt. 1870, Taf. 20, 1 : 3000000, mit Profilen).

nicht von der Seite durch die als Antillenstrom umbiegende Nordpassattrift, welche an der äußeren Seite der Bahama-Inseln entlang zieht, verstärkt. Der Passatwind selbst treibt ihm diese Wassermassen zu. Der blaue, warme, nicht besonders salzreiche[53]) Floridastrom läuft nunmehr mit 70—80 Seemeilen Geschwindigkeit ziemlich hart am Abfall der Kontinentalbank Amerikas nordwärts, im scharfen Gegensatz zu den grünlich trüben kalten Gewässern, welche auf dieser südwärts ziehen. Die innere östliche Flanke des Floridastromes ist verschwommen. Mehr und mehr biegt er nach rechts um und zeigt neben geringer Mächtigkeit und Stromstärke eine Auflösung in Bänder, die durch Streifen etwas weniger warmen Wassers getrennt sind. Die Außenseite wird noch immer vom „kalten Wall" begleitet. Der Floridastrom dringt östlich nicht über den 45° W hinaus. Erst die Temperaturbeobachtungen der sechziger Jahre haben dargetan[54]), daß er in einer Westwindtrift seine Fortsetzung findet. Man hat für diese den Namen Golfstromtrift beibehalten, wiewohl wir jetzt wissen, daß zum geringsten Teil Wasser des Golfes von Mexiko in ihm enthalten ist; die Schweden nennen ihn die „Atlantische Strömung". Wesentlich von den vorherrschenden Westwinden nordostwärts getrieben, breitet er sich fächerförmig aus und beherrscht den nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans mit seinen Verzweigungen. Die südlichste biegt im Norden der Azoren nach OSO und SO um und vereinigt sich schließlich mit der großen Ersatzströmung, die als Kanarienstrom der Nordostpassattrift zueilt. Damit ist der große nordatlantische Stromkreis geschlossen; im Innern desselben wird der von den Felsküsten losgerissene Beerentang zum sog. Sargassomeer zusammengetrieben[55]), wenn es dort auch nicht zu den früher vermuteten Krautbänken kommt.

Der nordöstliche Zweig der Golfstromtrift sendet schwache Äste an die Küsten Spaniens und in den Golf von Viscaya. Der Hauptarm zieht von den vorherrschenden Südwestwinden getrieben an den Britischen Inseln vorüber bis in das Europäische Nordmeer, ja in die Barents-See. Selbstverständlich sich mit dem Vorrücken in höhere Breiten abkühlend, hat er doch für das Klima Europas eine hohe Bedeutung. Er bedingt nicht nur die Zurückdrängung der Treibeisgrenze (Taf. 8) nach Westen, sondern bewahrt im Winter die skandinavischen Küsten bis weit über das Nordkap hinaus vor der Eisbedeckung. Man kann ihn bis nach Nowaja Semlja verfolgen. Nach Nordosten drängt diese Golfstromtrift gegen das arktische Becken vor. Nachdem Nansen[56]) längs seiner Eistrift quer über letzteres (Taf. 33) in der Tiefe von 200—800 m noch ca. + 0°,5 C warme Wasserschichten getroffen hat, die einen scharfen Gegensatz zu dem —1° bis —2° kalten Polarwasser über und unter dieser Schicht bilden, ist anzunehmen, daß sich der Einfluß dieses Unterstromes der Golfstromtrift bis weit ins Eismeer erstreckt.

Solche Unterströme[58]) scheinen aber auch direkt gegen Grönlands Ostküste gerichtet zu sein und bringen hier die gewaltigen Eismassen mehr und mehr zum

[53]) G. Schott, Salzgehalt und Dichte der Meeresoberfläche in den westind. Gewässern (Pet. Mitt. 1908, 16—19). Dort wird die Unrichtigkeit der Lindenkohlschen Berechnungen (Pet. Mitt. 1896), die auf amerikanische Messungen sich gründeten, nachgewiesen. — [54]) A. Petermann, Der Golfstrom (Pet. Geogr. Mitt. 1870, 201 mit Karten). — [55]) Krümmel, Die nordatlantische Sargassosee (Pet. Mitt. 1891, 129, mit Karte 1 : 31300000; Atlas d. Atlant. Ozeans, 1902. Taf. 3). — [56]) Fr. Nansen, The Ozeanography of the North Polar Basin, Christiania 1902. Vgl. Ref. v. Krümmel (Pet. Mitt. 1902, 240 ff.). — [57]) O. Pettersson, Die hydrograph. Untersuchungen im Nordatlant. Ozean (Pet. Mitt. 1900, 61 ff. mit Karten).

Schmelzen, die aus der Grönlandsee hervorbrechend als kalter, salzärmerer Polarstrom südwärts ziehen. Dieser Grönlandstrom teilt sich in der Höhe von Jan Mayen und sendet im S dieser Insel einen Zweig nach SO bis zu den Färöer hin und darüber hinaus[58]). Er markiert sich durch die starke Ausbiegung der Treibeisgrenze in der Nähe dieser Inselgruppe und läßt sich als Unterstrom nicht nur bis in die Nordsee, insbesondere die Norwegische Rinne (Taf. 30), sondern auch quer über die Schwellen verfolgen, die sich von Island nach Schottland hinüberziehen. Die neuern Forschungen haben in dem Kampf dieses ostisländischen kalten Stromes mit der Golfstromtrift und dem wechselnden Vorstoß des ersteren gegen Europa zu, wodurch er gelegentlich das wärmere Wasser überlagert, einen Hauptgrund für den Wechsel des Winterklimas in Skandinavien in manchen Jahren nachgewiesen. Im allgemeinen beginnt solche Überlagerung, wenn die Temperatur des atlantischen, salzreicheren Wassers unter 5° C sinkt, da es dann dichter wird als das salzärmere Polarwasser.

Kehren wir zur Golfstromtrift zurück, so gilt es noch den westlichsten Zweig zu verfolgen, der teils auf Island zueilt, um diese Insel, jedenfalls von W her, zu umkreisen und dort unter den Grönlandstrom unterzutauchen, teils das weite nordwestliche Becken des Atlantischen Ozeans[59]) vom Treibeis befreit und einen allmählich tiefer sinkenden Ast zwischen dem kalten Grönland- und dem Labradorstrom bis in die Baffin-Bai sendet, wo er ein schmales Fahrwasser eisfrei erhält. Der Grönlandstrom dagegen biegt an der Südspitze Grönlands scharf um und begleitet dessen Westküste weit hinauf. Auf der Gegenseite zieht ein Strom polaren Wassers, mit mächtigen Eisbergen beladen, südwärts, als Labradorstrom die letztern bis zur Neufundlandbank tragend, was wiederum am eigenartigen Verlauf der Treibeisgrenze verfolgt werden kann. Er taucht dann unter den Golfstrom unter und es treten hier die gleichen Erscheinungen gegenseitigen Ringens zwischen beiden auf wie nördlich der Färöer. Die schwache bis Kap Hatteras zu verfolgende Südbewegung kälteren Wassers über den flachen Bänken der amerikanischen Ostküste darf man nach neueren Untersuchungen nicht, wie bisher geschehen, als Fortsetzung des tiefen und kräftigen Labradorstroms ansehen[60]).

Kürzer müssen wir bei den übrigen Meeresbecken verweilen. Im Südatlantischen Ozean zweigt sich der Brasilienstrom vom Äquatorialstrom ab, kurvt im N der Falkland-Inseln nach links um und vereinigt sich mit der Westwindtrift wieder. Die Südspitze Südamerikas jedoch scheinen polare Gewässer nordwärts zu begleiten.

Im Stillen Ozean wiederholt sich annähernd das Bild der großen doppelten Stromkreise[61]). Es sind die beiden Äquatorialströmungen deutlich ausgeprägt, im Nordsommer werden beide nordwärts verschoben. Zwischen ihnen bewegt sich ein mächtiger Gegenstrom ostwärts, jedoch setzt er nur im Nordsommer weit westlich, im Winter erst östlich der Marshall-Inseln ein. Wie im Atlantischen Ozean ist der Nordäquatorialstrom als Nordpassattrift im Westen stärker und geschlossener. Im O der Philippinen sich nordwärts biegend läuft er zwischen Formosa und den Riukiu-

[58]) S. die Auffassung Petterssons auf dem Kärtchen a. a. O., 88. — [59]) Man hat für das Becken den Namen Irminger Meer im Anschluß an den Irminger Strom, jenen nach Island ziehenden Ast der Golfstromtrift vorgeschlagen. (Pettersson a. a. O., 63). — [60]) G. Schott, Die Gewässer der Bank von Neufundland usw. (Pet. Mitt. 1897, 201 ff. mit Karte 1 : 10800000 im Mittel). — [61]) Segelhandbuch des Stillen Ozeans (1897, 14—31). Die Karte im Atlas, Taf. 8 (von 7. Aufl. 1896 an) stellt annähernd die Verhältnisse im Nordsommer dar.

Inseln nach NO; es herrschen dann SW-Monsune vor. Als warmer Japanischer Strom — Kuro-shiwo[62]) — tritt er aus der Van Diemen-Straße (Taf. 39) und läuft längs der Japanischen Südküste hin, durch Süd- und Ostwinde häufig in einer für die Schiffahrt gefährlichen Weise auf die Küste zugetrieben. Im Nordsommer sendet der warme Strom noch einen Zweig ins Gelbe und Japanische Meer, die beide im Winter ganz von kälteren, südwärts gehenden Strömungen eingenommen werden[63]). Ähnlich dem Antillenstrom begleiten wärmere Gewässer ihn an der Außenseite. Eine schwache Strömung — Nord-Pazifikstrom — führt wärmeres Wasser ost- und nordostwärts und scheint oberflächlich im Sommer auch ins Bering-Meer zu dringen. Das milde Klima der Britisch-Kolumbischen Küste wird einer Abzweigung dieser Ostströmung zugeschrieben; der südostwärts gewendete Ast, Kalifornischer Strom, in seiner Richtung stark wechselnd, ist dagegen aus höheren Breiten kommend wieder relativ kühl.

Im südlichen Pazifik tritt ein schärferer Gegensatz zwischen dem östlichen und westlichen Becken auf. Der starke Südäquatorialstrom erfordert kräftigen Ersatz aus den östlichen Gewässern, die ihm als Perustrom[64]) zufließen. Dieser beginnt im Süden als nordöstliche Abzweigung der Westwindtrift mit schwacher nördlicher Stromversetzung, tritt aber kaum unmittelbar an die Küste; erst weiter nördlich wird er von den Passaten erfaßt und nach NW getrieben. Er ist zwar relativ kühl, aber immer wärmer als das ungewöhnlich kalte Küstenwasser von Chile und Peru, das durch den ablandigen Passat emporgesaugt wird. Daher die große nördliche Ausbiegung der Isothermen des Meerwassers. Callao hat dieselbe Wassertemperatur von 14°—17° C wie Valparaiso trotz des Breitenunterschiedes von 21 Graden. Gelangten polare Wasser, wie man früher meinte, bis in diese niederen Breiten, so müßten sie sich auf dem langen Wege innerhalb 4 Monaten erwärmt haben. Zungenförmig setzen sich diese kalten Auftriebgewässer auch noch längs des Äquators westlich fort, besonders im Westen der Galápagos-Inseln[65]) und lassen sich namentlich in etwas größeren Tiefen (100 m—200 m) deutlich verfolgen[66]). — Die schwachen Strömungen an der Innenseite des Stromkreises wenden sich allmählich ein wenig nach S. Dort wo die Inselarchipele beginnen, setzt der Passat von neuem kräftiger ein und erzeugt nun den sommerlichen Weststrom im Gebiet Melanesiens (Taf. 8). Aber nach den neueren Untersuchungen beherrschen schon Monsunströmungen diese Gewässer. Im Nordwinter tritt im Bismarck-Archipel ein Oststrom an die Stelle des ersteren[67]). — Einem eigenen Kreislauf gehören die Strömungen im Ostaustralischen Meere an (s. Taf. 8).

Im Indischen Ozean[68]) endlich ist die äquatoriale Westströmung viel weiter nach S gerückt als in den anderen Ozeanen. Wir finden sie zwischen 7°—20° S. Br. Madagaskar teilt dieselbe im W. Der Hauptzweig zieht als stark strömender Moçambique-Strom, durch auflandige Winde der Küste

---

[62]) Auch Kuro-Schio geschrieben = blaues Salz; ihm steht der kalte v. N kommende Oya-schio gegenüber. — [63]) Schott in Erg.-Heft 109 zu Pet. Mitt. 1893. — [64]) P. Hoffmann zur Mechanik d. Meeresströmungen, Berlin 1885, 73—77. — [65]) Puls, C., Oberflächentemperaturen und Strömungen des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans (Diss. Marburg 1895, mit Karten). — [66]) Atlas des Stillen Ozeans 1896 Tafel 3 u. 4. — [67]) G. Schott und F. Schu, Die Wärmeverteilung in den Tiefen des Stillen Ozeans (Ann. d. Hydrogr. XXXIII, 1910, 1—25 mit 13 Taf.; s. besonders Taf. 2 u. 3: Tiefen von 100 m—200 m). — [68]) Atlas des Indischen Ozeans, 1891, Taf. 3 u. 4; Debes' Handatlas, Taf. 6.

Afrikas nahe gebracht, nach S und setzt sich im reißenden Agulhastrom fort; im Mittel 50 Seemeilen betragend erreicht die Geschwindigkeit oft 80—100 in 24 h. Im Süden Afrikas trifft dann dieser Strom warmen tropischen Wassers auf einen Zweig der antarktischen Westwindtrift, der ihn zur Umkehr zwingt, jedoch streifenweis Teile seiner warmen Gewässer in sich aufnimmt. Daher begegnet man hier Sprüngen von 8°—10° C auf kurzen Entfernungen. — Der nördliche Teil des Indischen Ozeans wird von den regelmäßig mit den Jahreswinden wechselnden Monsunströmungen beherrscht. Im Nordsommer umkreisen ostwärtsströmende Gewässer die nördlichen Golfe und lenken bei den Sunda-Inseln in die Äquatorialströmung wieder zurück; im Nordwinter dagegen vollzieht sich die Strömung im entgegengesetzten Sinne. Die Folge ist, daß sich dann ein deutlicher von der Sansibar-Bucht bis Sumatra reichender Gegenstrom (Oststrom) bildet, der im Sommer fehlt.

Kapitel IV. Die Lufthülle.

§ 224. Literarischer Wegweiser. Die Wissenschaft, welche sich mit der Physik des Luftkreises beschäftigt, die Meteorologie, hat sich, obwohl dem Namen nach alten Ursprungs, doch erst im Laufe des 19. Jahrhunderts zu einem selbständigen Zweig der Physik entwickelt. Es bedurfte dazu der Ausbildung des geographischen Moments in ihr, der ausdauernden exakten Beobachtung vor allem mit Thermometer und Barometer an zahlreichen räumlich getrennten Punkten der Erdoberfläche. Alex. v. Humboldt hat (seit 1817) hierzu wichtige Anregungen gegeben, indem er für die beweglichen Elemente der Luft mittlere Zustände festzusetzen suchte, während Heinrich Dove († 1879) mehr die Abweichungen von den Mittelwerten ergründete. Die Literatur unserer geographischen Hand- und Lehrbücher ist aber vor etwa dem Jahre 1860 kaum durch die Errungenschaften der Meteorologen befruchtet worden, trotzdem besonders H. Berghaus in Wort und Kartenbild (Phys. Atlas) die Humboldtschen Anregungen schon zu verbreiten und auszugestalten wußte, und Maury (s. S. 493) die Grundlagen der maritimen Meteorologie gelegt hatte. In den letzten Jahrzehnten erfolgte dann der ungemeine Aufschwung der Meteorologie durch weitere Errichtung eigener Zentralinstitute und Ausbreitung von Beobachtungsnetzen, Gründung von Zeitschriften und meteorologischen Gesellschaften, Abhaltung von Kongressen zwecks Vereinbarung gleichmäßiger Beobachtungen usw.

Meteorologie. Noch immer hat das an der Schwelle der neuen Periode erschienene „Lehrbuch der Meteorologie“ von E. E. Schmid (Leipzig 1860, zugl. Bd. XXI der Enzyklopädie der Physik, mit Atlas) wegen der gründlichen, streng wissenschaftlichen Behandlung vieler Fragen und sorgfältigsten Ausnutzung der Literatur mehr als bloß historischen Wert. Den gleichen Stoff auf Grund aller neuen Errungenschaften in ähnlichem Umfang, mit eingehender Begründung der Lehren und erschöpfenden literarischen Nachweisen zusammenzufassen, setzte sich Julius Hann in seinem „Lehrbuch der Meteorologie“, Leipzig 1901, 805 S., zum Ziel. Der zweiten leider — namentlich in den literarischen Hinweisen — verkürzten Auflage 1906, ist 1915 die dritte wieder im vollen Umfang der ersten (847 S.) gefolgt unter Mitarbeit von R. Süring. Knapper gefaßt, aber ungemein klar die wichtigsten Lehren berührend ist A. Angots Traité élémentaire de Météorologie, Paris 1889, 417 S. S. Günther widmet im 2. Bde. seiner Geophysik (1899) der Meteorologie und Klimatologie nicht weniger als 374 S. Die rein theoretischen Teile der Meteorologie behandelt A. Sprungs vortreffliches „Lehrbuch der Meteorologie“, Hamburg 1885, das sich exakt und klar auf Darlegung der mechanisch-physikalischen Gesetze der meteorologischen Erscheinungen beschränkt. Mehr eine Sammlung der wichtigsten mathematischen Theorien auf meteorologischem Gebiet nach neuestem Standpunkt gibt Felix Exner in seiner „Dynamischen Meteorologie“, Leipzig 1917. Ein mit vielen Tafeln versehenes, großangelegtes Werk von H. H. Hildebrandsson und L. Teisserenc de Bort: Les bases de la Météorologie dynamique; Historique; État de nos connaissances (bis jetzt 2 Bde., Paris 1898—1907), gibt eine eingehende geschichtliche Behandlung aller Einzelzweige der Meteorologie. — Erst durch die

Übersetzung der trefflichen „Grundzüge der Meteorologie" des Norwegers H. Mohn (Berlin 1875. 5. Aufl. 1898) gelangte die deutsche Literatur in den Besitz eines auf dem neueren Standpunkt stehenden, gemeinverständlichen Lehrbuchs. Dem Anfänger kann dieses noch immer empfohlen werden. Dazu tritt J. Hanns Abschnitt „Die Atmosphäre" in der oft zitierten Allgemeinen Erdkunde (1896). Gleich diesem gehört auch der Abschnitt „Die Lufthülle" in der neuen Ausgabe von Supans Grundzügen der phys. Erdkunde (6. Aufl. 1916, S. 55—261) zu den besten zusammenfassenden Darstellungen der neueren Zeit. Kurz und klar, doch ohne mathematische Formeln, auch ohne Literaturangaben sind die wichtigsten Lehren zusammengefaßt von W. Trabert „Klimatologie und Metereologie" (Klars Erdkunde XIII, 132 S. Leipz. 1905) und gedrängter von W. Meinardus: „Die Lufthülle d. Erde" in Scobels Geogr. Handb., 5. Aufl. 1909, 62—119. Dem neuesten Stand unserer Kenntnisse entspricht die gemeinverständliche Behandlung der „Atmosphärenkunde" in A. Philippsons Grundzügen der Allg. Geographie (I. Leipzig 1921, 86—246). Das reich mit literarischen Hinweisen ausgestattete „Handbuch der ausübenden Witterungskunde" von Bebbers (2 Bde., Stuttgart 1885 86,) steht bereits auf der Grenze der für die Geographen wichtigen Seiten der Meteorologie. Z. T. veraltet wird es durch das die praktischen Bedürfnisse besonders berücksichtigende Werk von Alb. Defant, Wetter und Wettervorhersage (Lpz. u. Wien, 1918), ersetzt.

Anleitung zu meteorologischen Beobachtungen gibt u. a. Hann in Neumayers Anleitung zu wissenschaftl. Beob. auf Reisen, 3. Aufl. 1906, 595—640; derselbe in Jelineks Anleitung zur Ausführung meteorologischer Beobachtungen, nebst Tafeln, (4. Aufl., I. 1893, II. 1895); ferner R. Aßmann in Kirchhoffs Anleitung zur deutschen Landes- und Volksforschung, Stuttgart 1889, 129—196. Dazu treten die zahlreichen „Instruktionen für die Beobachtung an meteorologischen Stationen". Auch sei hingewiesen auf Hugo Meyers Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen, Berlin 1891.

Klimatologie. Die Versuche A. Mühry's (Klimatograph. Übersicht der Erde, Leipzig 1862), das Zusammenwirken der meteorologischen Einzelfaktoren im Klima der verschiedenen Länder der Erde zu schildern, welche das Lehrbuch der Klimatologie von J. R. Lorenz und C. Rothe (Wien 1874) in mancher Hinsicht vertiefte, wurden in umfassenderer Weise durch J. Hanns ausgezeichnetes Handbuch der Klimatologie (Stuttgart 1883, 2. Aufl., 3 Bde., 1897, 3. Aufl. 1908—11) und A. Woeikofs Klimate der Erde (Jena, 2 Bde., 1887) erneuert. Namentlich ersteres kann den Lesern dieses Lehrbuchs als Ergänzung nicht genug empfohlen werden. Beide Werke gipfeln im Aufbau klimatischer Provinzen der Erde; Hanns Werk bietet in der neuen Auflage reichste Quellenliteratur. In origineller Form gibt W. Köppens Klimalehre, Leipzig 1899, 122 S., eine knappe Darstellung der wichtigsten klimatischen Lehren. A. Supan stellte 1891—1907 schätzenswerte lokalklimatologische Beiträge in Pet. Mitt. zusammen. Über die Klassifikation der Klimate der Erde s. nähere Literaturnachweise in § 254.

Kartographisch sind die wichtigsten klimatischen Faktoren von J. Hann niedergelegt in Berghaus, Phys. Atlas, II. Abteilung, s. Atlas der Meteorologie, Gotha 1887, 12 Karten; ganz besonders wird auf den zugehörigen Text aufmerksam gemacht. Vergl. auch die Klimakarten von Köppen und van Bebber in Debes' Handatlas 1911. Auf Grundlage von Hanns Atlas ist 1897 ein „Atlas of Meteorologie", prepared by J. G. Bartholomew and A. J. Hebertson, edited by Al. Buchan, Edinburgh, in 34 Karten erschienen, der sich freilich z. T. auf das veraltete Material des Challengerwerkes stützt, selbstverständlich unter Anwendung englischer Maße, mit Beischrift der metrischen Werte.

Über die Fortschritte der Meteorologie berichteten vorzüglich im Geograph. Jahrbuch 1872/89 J. Hann, dann E. Brückner, W. Meinardus, W. Gerbing. Dazu tritt die reichhaltige „Meteorologische Zeitschrift" (seit 1884), in Fortsetzung der Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie (seit 1866) mit früher ausgedehntem, später stark beschnittenem Literaturbericht.

§ 225. Die Atmosphäre. Die physische Erdoberfläche ist wie die mancher anderer Weltkörper mit einer Lufthülle umgeben. Die unserige ermöglicht durch ihre stoffliche Zusammensetzung erst das organische Leben auf der Erde. Der Mond muß solches bei der Abwesenheit jeglicher wahrnehmbaren Atmosphäre (d. h. Dunstkreis) entbehren. Die trockne Luft besteht an der Erdoberfläche bis zu beträchtlichen Höhen, jedenfalls bis zu 6—7000 m, in gleicher Weise aus etwa 78 Raumteilen Stickstoff, fast 1 Raumteil des dem letztern beigemengten Argon und 21 Raumteilen Sauerstoff nebst geringen Beimischungen[1]). Es ist zwar neuerdings gelungen, im Laboratorium auch atmosphärische Luft in flüssigen Zustand zu bringen, in der Natur hat sie aber durchaus — im Gegensatz zum Wasserdampf — die Eigenschaft eines permanenten Gases, das sich niemals zur tropfbaren Flüssigkeit verdichtet.

Menge und Gewicht der Luft. Als eine elastische Flüssigkeit, die einerseits jeden ihr zur Verfügung gestellten Raum auszufüllen sucht, andererseits jedem Druck gegenüber sich nachgiebig erweist, muß das Luftmeer in den unteren Schichten infolge ihrer Belastung eine weit größere Dichte und ein entsprechend größeres Gewicht als in den oberen besitzen. Am Meeresspiegel ist letzteres in der Tat nicht unbedeutend; jedes Kubikmeter Luft wiegt dort annähernd $1\frac{1}{3}$ kg, oder was dasselbe ist, das spezifische Gewicht der trockenen Luft unter normalen Verhältnissen (s. u.) beträgt $^{13}/_{10\,000}$ des reinen Wassers. Denkt man sich die Luft als unelastische Flüssigkeit zu völlig gleicher Dichte gemischt, wie sie solche am Meeresspiegel bei 0° C konstanter Temperatur und unter Normaldruck besitzt, so nennt man diesen Zustand homogene Atmosphäre. Eine leichte Berechnung ergibt die Höhe eines solchen (rein gedachten) homogenen Luftozeans zu rund 8000 m (s. u.). Da jedoch die Grundlage des Luftmeeres nicht der Meeresspiegel, sondern die physische Erdoberfläche bildet, deren mittleres Niveau wir früher zu + 240 m fanden (S. 270), so wird die wirkliche Gesamtatmosphäre an Masse und Gewicht nur einem homogenen Luftmeere von ca. 7750 m Höhe entsprechen. Das Gesamtgewicht der Atmosphäre beträgt danach etwa $5^1/_9$ Trill. Kilogramm. Das ist ca. $^1/_{272}$ vom Gewicht aller ozeanischen Gewässer, aber noch nicht ein Millionstel der gesamten Erdmasse.

In dem im Jahre 1643 erfundenen Barometer oder Schweremesser der Luft besitzen wir ein Mittel, ihr Gewicht zu bestimmen. Es zeigt uns, daß eine Luftsäule, gleichsam aus der Atmosphäre senkrecht herausgeschnitten, (bei völliger Trockenheit und 0° C konstanter Temperatur), einer 76 cm hohen Quecksilbersäule von gleichem Querschnitt die Wage hält. Eine solche z. B. von 1 qcm Querschnitt wiegt also, da das spezifische Gewicht des Quecksilbers $13{,}_{596}$ ist, im ganzen $76 \times 13{,}_{596} = 1033{,}_3$ g oder $1{,}_{0333}$ kg. Den Druck, welchen dies Gewicht in 45° Br. auf 1 qcm ausübt, nennt man den Atmosphärendruck[2]). — Wenn nun in der homogenen Atmosphäre das spezifische Gewicht der Luft gleichmäßig $^{13}/_{10\,000}$ (genauer $0{,}_{0012\,931}$) des reinen

[1]) Die genauere Zusammensetzung nimmt man jetzt meist zu $78{,}_{03}$ % Stickstoff, $20{,}_{39}$ % Sauerstoff, $0{,}_{91}$ % Argon, $0{,}_{09}$ % Kohlensäure, $0{,}_{01}$ % Wasserstoff und Spuren von Helium, Neon und anderen Edelgasen an. J. Hann, Lehrb. d. Meteorologie 1906, 5. — [2]) Der Zusatz „in 45° Br." für den mittleren Atmosphärendruck ist erforderlich, weil bekanntlich der Druck eines Grammstücks gemäß der Beschleunigung der Schwere im Verhältnis von 978 zu $983{,}_2$ vom Äquator bis zum Pol zunimmt (S. 108). Neuerdings wird in der Technik mehrfach das Gewicht von 1 kg auf 1 qcm als „Atmosphärendruck" angenommen. Ein Atmosphärendruck = 760 mm Quecksilber ist also auch in reinem Wasser ausgedrückt = $10{,}_{33}$ m auf 1 qcm, oder ungefähr = 10 m Seewasser.

Wassers bei 4° C sein soll, so wird es, auf Quecksilber bezogen, nur einem Wert von $0,_{00009511}$ ($= 0,_{0012931} : 13,_{596}$) entsprechen. Es halten sich also Einheitssäulen je von $0^{mm},_{9511}$ Quecksilber und von 10^{m} homogener Luft die Wage, oder, da $0^{mm},_{9511} : 10^{m} = 1^{mm} : 10^{m},_{514}$, so entspricht der Druck von

1^{mm} Quecksilber = dem von $10^{m},_{514}$ homogener Luft.

Folglich entspricht einem Druck von 760^{mm} Quecksilber derjenige einer homogenen Atmosphäre von $760 \times 10^{m},_{514} = 7991^{m}$ oder rund 8000^{m} Höhe[3]).

Bei einer Grundfläche des Luftozeans von 510 Mill. qkm ($= 510.10^{12}$ qm) und einer mutmaßlichen Höhe von 7750^{m} — unter Annahme homogenen Drucks — wird sich das Gewicht der wirklichen Atmosphäre, da 1^{cbm} $1,_{2931}$ kg wiegt, also aus $510 \times 10^{12} \times 1,_{2931} \times 7750$ zu $5,_{11}$ Trill. Kilogramm ($= 5,_{11} . 10^{18}$) berechnen. Das ist $^{1}/_{1170000}$ vom Gesamtgewicht der Erdmasse, wenn wir letzterer $5,_{977}$ Quadrillionen Kilogramm zuschreiben (S. 129). Da man die Masse des Meereswassers zu 1427 Trill. Kilogramm berechnen kann (S. 512), so macht die Luft (mit $5^{1}/_{9}$ Trill. Kilogramm) nur $^{1}/_{279}$ der Meeresmasse aus.

Höhe der Atmosphäre. Läßt sich somit die Gesamtmasse der Luft mit geringer Mühe aus wenigen Angaben schätzen, so fehlt es uns durchaus an Mitteln, Gestalt und Grenze der unseren Erdball umgebenden Hülle genauer zu bestimmen. Von vornherein kann man annehmen, daß sie die Gestalt eines stärker abgeplatteten Sphäroides besitzt, als es die Erde darstellt. Denn da mit zunehmendem Abstand vom Erdmittelpunkt die Zentrifugalkraft wächst (S. 106), die Beschleunigung der Schwerkraft in stärkerem, nämlich quadratischem Maße des Abstandes abnimmt, muß die Luftkugel am Äquator sich stärker als die feste Erdrinde wölben, die Drehungsachse sich stärker verkürzen. Zum Glück nimmt die Atmosphäre an der Drehung der Erde von Westen nach Osten teil, denn sonst müßten wir den Widerstand der ruhenden Luft beim täglichen Umschwung von 300^{m} in der Sekunde in unseren Breiten (S. 106) als einen nicht zu ertragenden Sturmwind empfinden.

Rein theoretisch ließe sich eine äußerste Grenze der Atmosphäre dort annehmen, wo die Zentrifugalkraft der Schwerkraft nach oben das Gleichgewicht hält. Diese findet sich für den Äquator in einem Abstand von $6,_{6}$ Erdradien vom Erdmittelpunkt oder von 36000^{km} ($= 5,_{6}$ Erdradien) von der Erdoberfläche.

Nennt man x die gesuchte Entfernung vom Erdmittelpunkt, wo Schwerkraft (g) und Fliehkraft (f) am Äquator sich ausgleichen, und die entsprechenden Beschleunigungen g_x und f_x, diejenigen auf der Erdoberfläche aber g_0 und f_0, und erwägt man, daß sich jene Fliehkräfte unmittelbar wie die Entfernungen vom Erdmittel-

[3]) Streng genommen ist die auf obige Weise zu 7991^{m} berechnete Höhe nicht ganz gleich der homogenen; man bezeichnet sie deshalb in der Meteorologie wohl als die reduzierte Höhe der Atmosphäre. Bei Berechnung der Masse der homogenen Atmosphäre wäre nämlich zu berücksichtigen, daß die äußere Grundfläche etwas größer sein muß als 510000000 qkm, da sie ja einer Kugelfläche entspricht, welche in 8000^{m} Abstand sich um die Erde legt, also einen mittleren Radius von $6378,_{3}$ km hat. Vergl. hierzu N. Ekholm, Über die Höhe der homogenen Atmosphäre und die Masse der Atmosphäre (Meteor. Zeitschrift 1902, 249—260). Er nimmt daher 8029^{m} für die Höhe der homogenen Atmosphäre an, wonach das Gesamtgewicht unter obigen Voraussetzungen sich auf $5,_{16}$ Trill. Kilogramm berechnen würde. Es handelt sich für uns nur darum, eine Vorstellung von der Größenordnung der betreffenden Werte zu gewinnen.

punkt (S. 106), die Schwerkräfte umgekehrt wie die Quadrate derselben verhalten, so ist

$$\text{aus } f_0 : f_x = R : x \qquad \text{die Normalbeschleunigung } f_x = \frac{x}{R} \cdot f_0$$

$$\text{aus } g_0 : g_x = x^2 : R^2 \qquad \text{die Fallbeschleunigung } g_x = \frac{R^2}{x^2} \cdot g_0.$$

Da nun die Beschleunigung der Schwerkraft g_0 am Äquator rund 289 mal so groß als die der Fliehkraft ist (S. 106), so findet Gleichgewicht statt, wenn

$$\frac{x}{R} \cdot f_0 = \frac{R^2}{x^2} \cdot f_0 \cdot 289, \qquad \text{also } x^3 = R^3 \cdot 289 \qquad \text{oder } x = R \cdot \sqrt[3]{289}$$

ist; die dritte Wurzel aus 289 ist aber $6{,}_6$[4]).

Alle sinnlichen Wahrnehmungen, welche uns Kunde von den höchsten Schichten der Atmosphäre geben, deuten jedoch darauf hin, daß die Hülle eine weit geringere Mächtigkeit besitzt und vielleicht 200 km—300 km kaum übersteigt, wenigstens dort nicht mehr eine Dichte besitzt, die zu Erscheinungen, welche auf der Erdoberfläche noch wahrnehmbar sind, Veranlassung bietet. Andererseits sprechen manche Erfahrungen dafür, daß in diesen obersten Schichten ein unmerklicher Übergang zu den ungemein feinen Stoffen stattfindet, mit welchen der Weltenraum erfüllt ist und durch die sich die Erde bei ihrer Fortbewegung und Drehung, nicht ohne Widerstand zu finden, hindurch arbeiten muß.

Die Höhe leuchtender Wolken, auf die man erst seit dem Krakatoa-Ausbruch 1883 aufmerksam geworden ist, hat man mit ziemlicher Sicherheit bis zu etwa 80 km bestimmt[5]). Diese leuchtenden Wolken haben, scheint es, nicht an der Erdrotation von W nach O teilgenommen, sondern sind dem Gegenzuge gefolgt[6]), aus dem man auf das Vorhandensein eines Weltäthers schließt. Es ist auch möglich, daß in diesen Höhen weit leichtere Gase vorherrschen, als sie die Luft in den uns zugänglichen Schichten zusammensetzen. Dafür spricht, daß nach den Gesetzen der mechanischen Wärmetheorie unsere Stickstoff-Sauerstoff-Atmosphäre trotz der Verzögerung der Abkühlung nach oben, welche sie dem Vorhandensein des Wasserdampfes verdankt (§ 233), viel früher — vielleicht schon in der Höhe von 50 km — den sog. absoluten Nullpunkt der Temperatur, d. h. — 273 ° C Kälte, erreicht, der den Bewegungen ihrer Moleküle eine Grenze setzt und den daher manche überhaupt als Grenze der Atmosphäre annehmen[7]).

Man hat ferner die Höhen, in denen kosmische Stoffe die Luft durchschneiden und als Sternschnuppen aufblitzen, zu rund 150 km für das Aufleuchten und zu 80 km für das Erlöschen gefunden[8]) und glaubt, daß in diesen Höhen die Atmosphäre bereits von ganz anderer Zusammensetzung ist, näm-

---

[4]) Nach der Berechnung von M. v. Smoluchowski wäre der Äquatorialradius = 42000 km (= $6{,}_6$ R), der Polarradius = 28000 km (= $4{,}_4$ R), die Abplattung des Luftellipsoides also $^1/_3$ gegen $^1/_{300}$ beim Erdkörper; (Physikal. Zeitschr. II, 1901, 307). — [5]) W. Förster, Die Erforschung der obersten Schichten der Atmosphäre. (Verh. d. Berl. Ges. f. Erdk., 1891, 308 ff.); Alfr. Wegener, Die Erforschung der obersten Atmosphäreschichten (Beitr. z. Geophysik XI, 1912, 105—124). — [6]) W. Förster, Von der Erdatmosphäre zum Himmelsraum, Berlin 1906, 32. — [7]) M. Möller, Zur Dynamik der Atmosphäre, (Meteor. Zeitschr. X, 1893, 299). Der Begriff des „absoluten Nullpunktes" hängt bekanntlich mit dem Ausdehnungskoeffizienten der Gase eng zusammen, welcher nach Regnault) $0{,}_{00367} = {}^1/_{273}$ für 1° C beträgt. — [8]) A. Wegener, a. a. O., 121.

lich bei völliger Abwesenheit von Sauerstoff wesentlich aus Wasserstoff besteht.

Unter Annahme einer konstanten Temperatur von — 55° C oberhalb 11 km und eines mittlern Luftdrucks von 168 mm in der Höhe von 11 km hat man die Zusammensetzung der Luft, die bis zu 11 km nahe zugleich der an der Oberfläche der Erde ist, wie folgt berechnet (in Volumenprozenten)[9])

Höhe	20 km	50 km	100 km
Stickstoff	81,2 %	87,5 %	3,0 %
Sauerstoff	18,1	10,3	0,0
Argon	0,6	0,1	0,0
Wasserstoff	0,0	2,0	96,1

Noch höher sind sicher die Regionen, aus denen die Polarlichter von mehr strahliger Form auf uns herableuchten, — vielleicht 400 km bis 500 km, — so daß man die Frage aufgeworfen hat, ob ihr Sitz überhaupt noch in die Erdatmosphäre zu verlegen ist.

In diesen bedeutenden Höhen ist die Luft bereits so außerordentlich verdünnt, wie wir es durch keine Luftpumpe künstlich herzustellen vermöchten. Denn der rasch nach oben abnehmende Druck der Luft würde in 100 km Höhe nur $^1/_{100}$, in 900 km $^1/_{1000}$ mm Quecksilber das Gleichgewicht halten.

Der unmittelbaren Erforschung wird immer nur eine mäßige untere Region der Lufthülle zugänglich sein. In neuerer Zeit hat man in der Tat durch Ballonfahrten diese unmittelbare Kenntnis der höheren Luftschichten wieder zu fördern gewußt. Dabei ist man bis über 10500 m mit bemannten[10]) und bis über 29000 m[11]) mit unbemannten Ballons gekommen, die sämtlich mit selbstaufzeichnenden Instrumenten versehen waren. Es hat sich durchweg eine außerordentliche Gleichförmigkeit der Luft in diesen höheren Regionen gezeigt nach Zusammensetzung, eisiger Kälte und Trockenheit. Es ward die Ansicht bestätigt, daß alle Störungen des Gleichgewichts, wie sie durch verschiedene Erwärmung der Einzelschichten, Aufnahme und Ausscheidung von Wasserdampf, ungleiche Dichte hervorgerufen sind, kurz die eigentlich meteorologischen Erscheinungen bedingen, sich ausschließlich in den unteren, bis etwa 10—12000 m hinaufreichenden Luftschichten abspielen; man hat dieser unteren Schicht den Namen Troposphäre beigelegt (vergl. über die höheren Schichten S. 571).

Nicht der niedrige Luftdruck ist es übrigens, welcher dem menschlichen Organismus das Atmen in bedeutender Höhe erschwert oder ihn beim Erklimmen hoher Berge der sog. Bergkrankheit verfallen läßt, vielmehr die Verminderung des Sauerstoffgehaltes, die daselbst eintritt. Das haben die neueren Luftfahrten wahrscheinlich gemacht, wo ganz die gleichen Beschwerden durch Einatmen von mitgeführtem Sauerstoff so ziemlich vermieden werden konnten. Als die höchste von Bergsteigern erreichte Höhe darf zurzeit wohl 7500 m angenommen werden[12]).

[9]) Umgerechnet nach W. J. Humphreys v. J. Hann, Lehrb. 1915, 8. — [10]) R. Aßmann u. A. Berson, Wissensch. Luftfahrten in Berlin, 3 Bde., Braunschweig 1900. Die höchste bis jetzt von Menschen erreichte Höhe beträgt 10500 m (10800 m?) (Berson und Süring, 31. Juli 1901) von Berlin aus. Der Engländer Glaisher, der 1862 die Höhe von 11000 m erreicht haben sollte, scheint in Wahrheit nicht bis 9000 m gekommen zu sein. — [11]) Met. Zeitschr. 1909, 90. Aufstieg von Brüssel aus am 5. Nov. 1908. Der Luftdruck von nur 10 mm in solcher Höhe bedingt, daß der die Instrumente tragende Gummiballon, bevor er platzte, eine mehr als vierfache Ausdehnung gewinnen mußte. — [12]) Der Herzog der Abruzzen kam 1909 im Westhimálaja (Karakorum-Gebirge) bis 7493 m (Boll. Soc. Geogr. Ital. XLIV. 1. 1910. 461).

Die Beimischungen. Der Luft sind stets fremde Stoffe beigemengt, unter denen jedoch nur zwei größere klimatische Bedeutung haben. Das ist einerseits Wasserdampf, andererseits unendlich fein zerteilter Staub. Dazu treten geringe Spuren von Kohlensäure als Ausatmungsprodukt von Vulkanen und tierischen Organismen — durchschnittlich etwa $0{,}_{03}$—$0{,}_{04}$ Raumprozent (oder $0{,}_{046}$—$0{,}_{06}$ Gewichtsprozent). Von sichtbaren örtlichen Beimengungen wie Rauch, gröbern Staubmassen, organischen Keimen, die als Miasmen unmittelbar dem Boden entstammen, hier ganz zu schweigen. Da auch für den Wasserdampf und den mikroskopischen Staub innerhalb der Atmosphäre die physische Erdoberfläche die Ursprungsstätte ist, so ist selbstverständlich, daß je höher wir in der Atmosphäre steigen, die Luft um so trockener und reiner sein wird. Das Schwarze oder das tiefe Blau des Himmels, die große Durchsichtigkeit der Luft auf höheren Bergen entspricht der Abwesenheit jener Beimengungen. Wie die Verdichtung des unsichtbaren Wasserdampfes mit bedingt erscheint durch winzige Staubkörnchen, deren jedes der Kernpunkt einer Wasserbläschens wird, so befreit der Regen die Luft auch von diesen Beimischungen in hohem Grade, indem er sie niederschlägt. Alle die verschiedenen Färbungen, die wir am Himmel wahrnehmen, von der lichten, weißen Helle bis zum fahlen Grau der Hitzeluft und dem Purpur der Wüstenfärbung verdanken ihre Wirkung dem Lichtreflex dieser bald nur mikroskopisch, bald in sichtbarer Menge beigemengten Staubteile.

§ 226. Das Klima. In ungleich größerem Grade als bei festen Stoffen und dem Wasser übt die Erwärmung auf die Raumverhältnisse der Luftmassen Einfluß aus. Zufuhr von Wärme lockert sie auf, Entziehung läßt sie auf kleineren Raum zusammenschwinden. Dazu kommt in den unteren Luftschichten die außerordentlich wechselnde Beimischung des Wasserdampfes und seine Neigung, bei Abkühlung sich in tropfbarer Form auszuscheiden. So hängen die in der Luft stattfindenden Druckunterschiede, welche das Gleichgewicht in ihr stören, und die dadurch hervorgerufenen Bewegungen der Luft, die als Winde eine rasch die Zustände von einem Gebiet zum anderen übertragende Wirkung ausüben und im hohen Grade umgestaltend auf die feste wie flüssige Erdoberfläche wirken, in letzter Linie immer von der verschiedenen Erwärmung ab. Als deren Quelle kommt nur die Sonne in Betracht.

Die Temperatur der unteren Luftschichten nach Mittelbetrag und jährlichem Gang, der Grad ihrer Feuchtigkeit, Form und Menge der Niederschläge und deren jahreszeitliche Verteilung bedingen für jeden Ort der Erdoberfläche einen ihm eigentümlichen mittleren Zustand der umgebenden Atmosphäre, der sich wiederum nur durch diese Elemente schildern und in Zahlenwerten festlegen läßt. Das örtliche Zusammenwirken dieser meteorologischen Elemente nennen wir mit einem antiken Namen Klima, wörtlich die „Neigung". Er deutet an, daß schließlich alle Vorgänge im Luftkreis sehr eng mit der „Neigung des Himmelsäquators gegen den Horizont", das heißt, wie wir heute sagen, mit der Schiefe der Ekliptik im Zusammenhang stehen. Vor allem wird dadurch der Wechsel der Sonnenbestrahlung im Laufe des Jahres bedingt. Im Altertum kannte man kaum noch ein anderes Klima als das mit der Breite wechselnde, welches verschiedene Tageslänge und Wärmegrade bedingt. Wir fassen diesen engeren Begriff jetzt mit dem Namen des solaren oder mathematischen Klimas zusammen und stellen ihm das physische Klima gegenüber, das durch die Verteilung von Land und Wasser

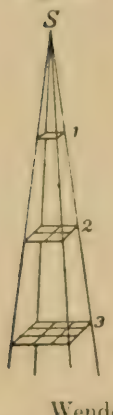
abgeändert erscheint und durch die Höhenlage eines Landstrichs, sowie seine Exposition gegen die herrschenden Winde bedingt ist.

I. Temperatur der Luft.

§ 227. Die Sonnenbestrahlung oder die Insolation[13]). Als Quelle der Luftwärme kommt für alle klimatischen Erscheinungen einzig die Sonnenbestrahlung in Betracht. Der Weltenraum scheint eine außerordentlich niedrige Temperatur zu besitzen, wie man schon aus den sehr geringen Wärmegraden höherer Luftschichten entnehmen kann, mit denen uns die neuere Luftschiffahrt bekannt gemacht hat. In Höhen von 8—9000 m fand man 40 ° bis 50 ° C unter Null, in solchen von 17—18000 m sogar — 60 ° bis — 70 °. Die Wärmeausstrahlung von Sternen und Mond kann höchstens dazu dienen, den Wärmeverlust der Erde in einem ganz geringen Grade zu mildern. Unbedeutend ist jedenfalls auch die Zufuhr an Wärme, welche die Atmosphäre von unten, durch die an die Oberfläche tretende innere Erdwärme empfängt. Man hat ihre Wirkung auf $0{,}_1$ ° geschätzt[14]).

Die Insolation. Nehmen wir an, daß die Wärme, welche der Sonnenkörper in den Weltenraum hinausstrahlt, ohne merklichen Verlust an die Grenze unserer Atmosphäre gelangt, so sind wir doch nicht imstande, sie mit Sicherheit zu messen, weil wir nicht an eben dieser Grenze, sondern stets innerhalb der Atmosphäre, wo bereits ein Teil der Sonnenstrahlen aufgezehrt oder absorbiert ist, Beobachtungen anstellen können. Daher die Verschiedenheit in der Berechnung der sog. Sonnenkonstante, die bereits früher besprochen ist (S. 174).

Fig. 82.



Die Wärme pflanzt sich, wie aus Fig. 81 ersichtlich ist, im umgekehrten Verhältnis zum Quadrat der Entfernung fort. Denn wenn ein Strahlenbündel in der Entfernung 1 die Einheit der Fläche bestrahlt, so wird die erwähnte Fläche in der Entfernung 2, 3 ... n viermal, neunmal ... n^2-mal so groß als die Flächeneinheit sein. Daher erhält letztere in der Entfernung 2, 3 ... n nur $^1/_4$, $^1/_9$, ... $^1/n^2$ der auf die vergrößerte Fläche entfallenden Wärme.

Wenden wir dies auf die Sonnenbestrahlung an, so kann die Wärmezufuhr im Laufe des Jahres nicht stets die gleiche sein, da die Erde sich nicht in einem Kreise um die Sonne bewegt. Bei der geringen Exzentrizität der Erdachse ist jedoch der Unterschied zuzeit der Sonnennähe und der Sonnenferne nicht bedeutend; im Perihel gelangt etwa $^1/_{15}$ mehr an Wärme zur Erde als im Aphel.

Da sich die Entfernungen in jenen Zeitpunkten wie $0{,}_{983} : 1{,}_{017}$ verhalten (mittlere Entfernung = 1, S. 161), so ergibt sich die zugeführte Wärmemenge zur Zeit des Aphels (A) und des Perihels (P) aus

$$A : P = (0{,}_{983})^2 : (1{,}_{017})^2 = 0{,}_{967} : 1{,}_{034} \quad \text{der Wert } A = 0{,}_{935}\, P$$

das heißt rund $A = {}^{14}{}_{15}\, P$ (bei Einstellung der genaueren Werte S. 161).

[13]) W. Zenker, Die Verteilung der Wärme auf der Oberfläche, Berlin 1888, behandelt die wichtigsten Grundbedingungen solaren Klimas (Abhängigkeit der Temperaturverhältnisse von Strahlung, Ausstrahlung, Verteilung von Land und Wasser) — [14]) Trabert in Met. Zeitschr. XIV, 1897, 152.

Nach weiteren Gesetzen der Wärmelehre ändert sich die Stärke der Bestrahlung mit dem Kosinus des Einfallswinkels, worunter man stets den Winkel zwischen der Senkrechten und dem einfallenden Strahl (α) versteht. Denn wenn zwei Strahlenbüschel von gleichem Querschnitt einmal senkrecht, dann schräg auffallen, so wird die von letzterem erwärmte Fläche um so größer, die Erwärmung also um so geringer sein, je größer der Einfallswinkel ist, der von 0° bei senkrechter Bestrahlung bis 90° zunehmen kann. Es ist nur ein anderer Ausdruck des gleichen Gesetzes, wenn man sagt, daß die Wärmeintensität mit dem Sinus der Sonnenhöhe wächst, da letztere (β) den Einfallswinkel zu einem Rechten ergänzt (Fig. 83).

Fig. 83.

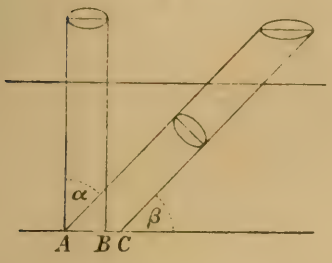
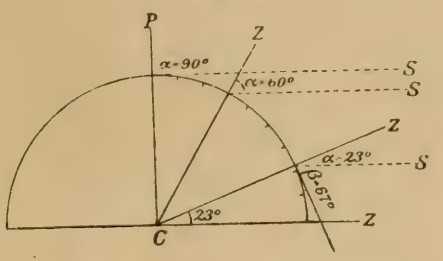


Fig. 84.



Die Morgensonne kann aus diesem Grunde noch kaum erwärmen, während die Mittagssonne die größte Bestrahlung hervorbringen wird. Es ist aber auch klar, daß gleichzeitig alle Punkte der Erdoberfläche nur dann die gleiche Wärmemenge erhalten könnten, wenn sie eine Scheibe wäre. Bei der Kugelform und der senkrecht auf der Ekliptik stehenden Erdachse (Fig. 83) würde die Bestrahlung ausschließlich von der geographischen Breite abhängen und polwärts mit dem Kosinus derselben abnehmen, da der Einfallswinkel (α) dem der geographischen Breite entsprechen würde. Dieser Fall tritt infolge der Ekliptikschiefe nur zweimal im Jahre, nämlich zurzeit der Tag- und Nachtgleiche, ein (Atlas, Taf. 2). Sie bringt aber das günstige Verhältnis hervor, daß im Laufe des Jahres jeder Punkt zwischen den Wendekreisen zweimal in die senkrechte Mittagsbestrahlung rückt und während eines halben Jahres der nördlichen, während des anderen der südlichen Halbkugel im Sommer beträchtlich mehr Wärme zugeführt wird, als sie bei dauerndem Verbleib der Sonne in der Äquatorebene erhalten würde. Freilich erreicht im Winterhalbjahr die Sonnenhöhe über dem Horizont in den höheren Breiten einen weit niederen Betrag, als es bei der sog. Sphaera recta (S. 63) der Fall sein würde.

Ein sehr bedeutungsvoller Faktor für die Wärmezufuhr ist die Dauer der Bestrahlung. Durch größere Tageslänge und das Verweilen der Sonne während Wochen und Monden über dem Horizont für die Gegenden jenseits der Polarkreise wird die geringere Wärmezufuhr infolge niedriger Sonnenhöhe mehr wie aufgewogen. Man sollte in dieser Hinsicht eine Bevorzugung der nördlichen Halbkugel erwarten, weil das Halbjahr des Nordsommers bei der jetzigen Lage der Apsidenlinie 7—8 Tage länger ist, als das Winterhalbjahr (S. 163). Indessen tritt die Erde in die Sonnenferne mitten im Sommer (2. Juli, S. 165), in die Sonnennähe mitten im Winter (2. Januar). Zieht man dies rechnerisch in Betracht, so zeigt sich, daß der Mehrbetrag der Bestrahlung während des Nordsommers in Zeit ausgeglichen wird durch die größere Entfernung im Raum. Die Berechnungen haben daher den Satz ergeben, daß die Bestrahlungsstärken für je einen Punkt

von gleicher nördlicher und südlicher Breite in den Zeiträumen entsprechender Jahreszeiten einander gleich sind[15]).

Führt man die fraglichen Berechnungen für die halben und ganzen Jahre durch, so ergibt sich als überraschendste Tatsache, daß die höheren Breiten und selbst die Pole, an denen die Sonne sich im höchsten Fall nur 23 ½ ° über dem Horizont erhebt, den niederen Breiten an Sonnenbestrahlung weit weniger nachstehen, als man aus den bloßen Neigungswinkeln schließen sollte. Fig. 85 zeigt, daß im Sommerhalbjahr die Sonnenbestrahlung dem Nordpol nur $^1/_5$ Wärme weniger zuführt (Verhältnis 5 : 6) wie dem Äquator, und noch

Fig. 85

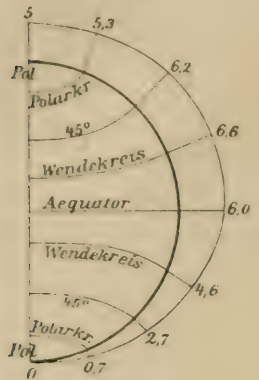
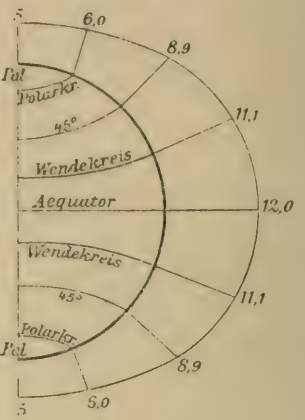


Fig. 86.



mehr als dem südlichen Wendekreise[16]). Für das Winterhalbjahr müßte man die Figur einfach umkehren. Ebenso entnehmen wir der graphischen Darstellung in Fig. 86, daß für das gesamte Jahr die Wärmestrahlung am Pol nur $2^2/_5$ mal geringer ist (5 : 12) als am Äquator. Berechnet man die Bestrahlungsmenge nach Äquatorialtagen[17]) von 12^h, von denen also am Äquator 365 ¼ zu verzeichnen wären, so empfängt der Pol während des Jahres so viel Wärme wie ein Punkt des Äquators während 151,$_6$ Tagen.

Die tägliche Bestrahlung (W), abhängend von der geographischen Breite des Beobachtungsortes (φ), von der Deklination der Sonne (δ), der Länge des halben Tagebogens (t), endlich der jeweiligen Entfernung der Erde von der Sonne, ausgedrückt durch den scheinbaren Sonnenhalbmesser d, berechnet sich aus der Formel[18])

$$W = \frac{W_1}{\pi}\left(\frac{d''}{960''}\right)^2 (\sin\delta \,.\, \sin\varphi \,.\, t + \cos\delta \,.\, \cos\varphi \,.\, \sin t).$$

[15]) Joh. Heinr. Lambert, Pyrometrie, oder vom Maß des Feuers und der Wärme, Augsburg 1779, 310. — [16]) É. E. Schmidt, Lehrb. d. Meteorologie 1860, 121 nach Lambert. Die Zahlen beziehen sich auf keine bestimmte Einheit, sondern deuten nur die Verhältnisse an. Figuren nach Lorenz und Rothe, Klimatologie, 1874, 29. — [17]) S. Meech, On the relative Intenity of the Heat etc., (Wash., Smithson. Institution, Nov. 1856, 30). — [18]) S. die Entwickelung der Formel, die sich nicht ganz auf elementarem Wege geben läßt, bei Meech oder Chr. Wiener, Die Stärke der Bestrahlung durch die Sonne (Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Met. 1879, 113—129). Für die Berechnung kann man sie vereinfachen, wenn man für den

Es ist W_1 hierin die Strahlenmenge während 24^h ($t = \pi$) in der mittleren Entfernung der Erde von der Sonne, wo also der scheinbare Sonnenhalbmesser $16' = 960''$ (S. 173) ist. Zur Zeit des Frühlings-Äquinoktiums (21. März) ist die Deklination $\delta = 0$, während der scheinbare Sonnenhalbmesser $16'\ 3'' = 963''$ ist. Am Äquator ($\varphi = 0^0$) wird also die Sonnenbestrahlung unter Annahme einer Sonnenkonstante von 2,1 (S. 175) sich wie folgt ergeben (in Wärmeeinheiten pro Quadratkilometer in 1 Min.)

$$= \frac{2{,}1 \cdot 60 \cdot 24}{\pi} \left(\frac{963}{960}\right)^2 = 969.$$

Führt man die Rechnungen durch, so zeigt sich, daß am 21. Juni die Sonnenbestrahlung am Nordpol diejenige am Äquator um etwa 36% übertrifft. Außerdem ergibt sich aus den Differenzen zwischen Sommer- und Wintertag, daß die südliche Halbkugel ein extremeres solares Klima besitzt als das nördliche.

Die Absorption und diffuse Reflexion[19]). Alle diese berechneten Werte nehmen indessen keine Rücksicht auf die Verzehrung der Wärmestrahlen durch die irdische Atmosphäre. Man wird dabei zwei Vorgänge auseinanderhalten müssen, die man früher in ihrer verschiedenen Wirkung auf die Luft- und Wärmestrahlung der Sonne noch nicht zu trennen vermochte. Einerseits erfahren die Sonnenstrahlen beim Durchgang durch die Atmosphäre einen beträchtlichen Verlust an Lichtstärke. Dies ist hauptsächlich auf die sogenannte diffuse Reflexion zurückzuführen, welche die gesamte Strahlung nach allen Richtungen durch innere Reflexionen zerstreut, um dadurch die Atmosphäre zu einem von diffusem Licht erfüllten Stoff zu machen, wie sich dies bei allen Flüssigkeiten oder Gasen zeigt, in denen unendlich feine schwebende Partikelchen eine gewisse Trübung hervorrufen.

Die diffuse Reflexion schwächt nun im Sonnenspektrum besonders die violetten und blauen sog. chemischen Strahlen, läßt dagegen die leuchtenden gelben bis roten um so mehr durch, je größer ihre Wellenlänge ist oder je weiter sie im andern Ende des Spektrums gelegen sind. Daher werden beim Sonnenuntergang fast nur noch rote Strahlen durchgelassen, die Helligkeit ist in 7^0 Höhe über dem Horizont nur $^1/_4$ der ganzen im Zenit, im Horizont nur $^1/_{400}$, so daß man ohne Blendung in die Sonnenscheibe sehen kann. Das Himmelsblau wird also erzeugt durch die das blaue Licht am meisten zerstreuenden, feinsten in der Atmosphäre sich bildenden Kondensationskerne verschiedener Art[19a]).

Die sogenannte Absorption, die gänzliche Verzehrung oder Auslöschung der Sonnenstrahlung, bedingt dagegen wesentlich den Verlust an Wärmestrahlung. Denn sie ist am wirksamsten im Gebiete der ultraroten und dunklen Strahlen des Spektrums, also denen von großer Wellenlänge. Und zwar sind es hierbei der der Atmosphäre beigemengte Wasserdampf und die Kohlensäure, welche hauptsächlich die Absorption bedingen. Ihr Vorhandensein schützt also andererseits auch die Erdoberfläche davor, daß die von ihr ausgehende dunkle Strahlung nicht einfach in den Weltenraum zurückgeht, sondern zur Erwärmung der Atmosphäre in den unteren Schichten erhalten bleibt.

---

halben Tagesbogen ($h = 0$) aus dem Kosinussatz (S. 68) entwickelt: $\cos\delta \cdot \cos\varphi = (-\sin\delta \cdot \sin\varphi) : \cos t$ und in obige Gleichung einsetzt. Dann wird

$$W = \frac{W_1}{\pi}\left(\frac{\delta''}{960''}\right)^2 \sin\delta \cdot \sin\varphi\ (t - \operatorname{tang} t).$$

[19]) Hann, Lehrb. d. Meteorologie, 1901, 11 ff. — [19a]) W. Bieber, Die blaue Farbe des Himmels (Met. Z. 1914, 36).

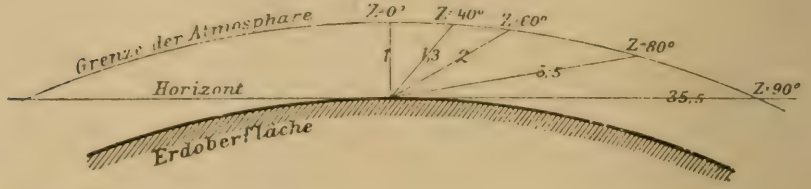
Im Gegensatz zur senkrechten Bestrahlung, die ja überhaupt nur einen geringen Teil der Erdoberfläche trifft, muß bei schief auf den Horizont fallenden Strahlen gleichzeitig eine weit dickere Luftschicht durchsetzt werden, was die Absorption noch bedeutend vergrößert. Daher üben Morgen- und Abendsonne so viel geringere Wirkung als die Mittagssonne aus. Die Erwärmung steht, kurz gesagt, im umgekehrten Verhältnis zu dieser Dicke.

Bedeutet z die Zenitdistanz der Sonne, so kann man, solange die Sonne nicht niedriger als 10° steht (z nicht größer als 80° ist), die Dicke der Atmosphärenschicht unbedenklich = sec z setzen[20]). Nimmt man den sog. Transmissionskoeffizienten der Atmosphäre, d. h. den bei senkrechtem Einfall der Strahlen und ganz heiterem Himmel durchgelassenen Anteil zu $0{,}_{75}$ an, so läßt sich etwa folgende durch Fig. 87 erläuterte Tabelle aufstellen[21]):

Sonnenhöhe	90°	50°	30°	10°	0°
Dicke der Atmosphärenschicht . .	1	$1{,}_{31}$	$1{,}_{99}$	$5{,}_{56}$	$35{,}_{5}$
Durchgelassene Wärmemenge in %	75 %	69 %	56 %	20 %	—

Die Morgen- und Abendstrahlen werden fast ganz absorbiert.

Fig. 87.



Einen durchschnittlichen Transmissionskoeffizienten (*Tr.*) für die ganze Erde kennt man nicht. Berechnen wir aber den durchgelassenen Anteil für verschiedene, in der Natur gewiß vorkommende Werte desselben[22]) — wir wollen ihn 1 nennen, wenn überhaupt keine Wärmestrahlen absorbiert werden, also $0{,}_{5}$, wenn die Hälfte verzehrt wird, immer unter Voraussetzung dauernd heiteren Himmels —, und nehmen wir als Einheit den Thermaltag, d. h. die Wärmemenge, welche dem Äquator bei senkrechter Beleuchtung am 12-stündigen Tage des Frühlingsäquinoktiums bei mittlerer Entfernung der Sonne zukommen würde, so erhalten wir ein wesentlich anderes Bild als das frühere

Breite	*Tr.* = 1	*Tr.* = $0{,}_{7}$	*Tr.* = $0{,}_{6}$	
Der Äquator . .	350	209	170	Thermaltage
50°	240	110	91	„
90°	145	45	28	„

Halten wir uns an den Koeffizienten $0{,}_{6}$, der gewiß selten überschritten wird, so empfängt der Äquator infolge der schützenden Decke der Atmosphäre nur die Hälfte (= 170 : 350), der 50° Br. nur $^3/_8$, der Pol kaum $^1/_5$ (= 28 : 145) derjenigen Wärme, welche die Sonne den jeweiligen Breiten ohne Absorption zuführen würde. Diese rechnerischen Ergebnisse schließen sich, wie man leicht erkennt, der tatsächlich beobachteten Wärme an der Erdoberfläche schon ungleich besser an als die obigen, welche lediglich die Bestrahlung ohne

[20]) Sprung, Lehrbuch der Meteorol., 1885, 303. — [21]) Nach Radau, Zenker (s. Anm. 13), S.30. — [22]) A. Angot, Theoret. Untersuchungen ü. d. Verbreitung d. Wärme a. d. Erdoberfläche (1883). (Met. Zeitschr. 1886, 540 ff.).

Absorption berücksichtigen. Hierbei sind immer die Strahlungsmengen an ganz heitern Tagen angenommen; infolge der Bewölkung gelangen jedoch erheblich weniger Wärmemengen zur Erdoberfläche als aus den theoretischen Berechnungen folgen würde.

§ 228. Die Ausstrahlung. Jeder Körper, der sich in einem Raume von niederer Temperatur befindet, als sie seiner Oberfläche innewohnt, strahlt gegen diese Wärme aus. Die Temperatur des Weltenraums ist nicht bekannt, ohne Zweifel aber sehr niedrig. Die Erde strahlt daher in jedem Momente und von jedem Punkte aus die von der Sonne empfangene Wärme wieder aus.

Dabei ist der Schutz, den die Eigenstrahlung der Atmosphäre (infolge der diffusen Reflexion auch der Wärmestrahlen) der Erdoberfläche gegen eine zu starke Ausstrahlung in den Weltenraum gewährt, nicht ganz gering anzuschlagen. Man hat berechnet, daß diese diffuse Wärmestrahlung auf der nicht erleuchteten nächtlichen Erdhälfte immer noch $^1/_{10}$ der theoretischen Sonnenstrahlung beträgt, demnach mit dem Schutz einer den Himmel zum kleineren Teile bedeckenden Wolkenschicht (s. u.) verglichen werden kann[23]).

Nun nimmt zwar der Erdboden den größten Teil der ihm zugeführten Wärme auf, gibt auch einen Teil derselben an tiefere Schichten ab, der Hauptsache nach strahlt er jedoch die Wärme gegen die Luft wieder aus, und diese vom Erdboden kommenden, langsam wirkenden Ausstrahlungen sind es, welche die Erwärmung der unteren Luftschichten hervorbringen, durch die sie in so großem Gegensatz gegen die kälteren höheren Schichten stehen. Man darf diese langsame Ausstrahlung nicht mit einem Zurückwerfen (Reflektieren) der Wärmestrahlen verwechseln. Das letztere geht von jenen Strahlen aus, die nur bis zur Oberfläche eines Körpers gelangen, ohne von ihm absorbiert zu werden. Eine Schneefläche wirft einen großen Teil der empfangenen Wärme direkt zurück. Daher erhalten sich auf Bergen im Sommer die Schneeflächen so lange, trotzdem die Luft bereits eine bedeutende Wärme zeigt.

Die Luft ist ein schlechter Wärmeleiter, sie dämpft und verlangsamt daher die Ausstrahlung dadurch, daß sie sich selbst langsam erwärmt. Im übrigen hängt die Wirkung auf die umgebende Luft zunächst von der Größe der ausstrahlenden Fläche ab. Daher ist die Lufttemperatur in tieferen und ebeneren Regionen höher als auf Bergspitzen, wo die Flächen in entgegengesetzten Richtungen abfallen, und somit die ausgestrahlte Wärme sich nicht im gleichen Maße nach oben gerichtet der Luft mitteilen kann. Sodann kommt die Dichte und der Feuchtigkeitsgehalt der Luft in Betracht. Wir sprechen von trockner und feuchter Luft, verstehen jenen Ausdruck aber nicht im absoluten Sinn. Absolut trocken sind nur die höchsten Luftschichten; eben ihrer größeren Trockenheit wegen ist die Luft auch auf hohen Bergen sehr kalt. Bilden sich nun aber aus dem Wasserdampf der Atmosphäre noch Wolkenschichten, so wirken diese wie ein Schirm gegen die Ausstrahlung in den Weltenraum. Sie lassen zurückgestrahlte Wärme nicht durch, sondern werfen sie zur Erde zurück. Daher das Gefühl großer Schwüle bei bedecktem Himmel im Sommer, besonders vor dem Gewitter. In klaren Winternächten sinkt die Temperatur rasch infolge der ungehinderten Ausstrahlung.

[23]) Hann, Lehrb. 1901, 45.

Hierin hat man also einen ersten Grund für die Temperaturunterschiede zweier Orte zu sehen, die dasselbe solare oder mathematische Klima besitzen. Da die Luft auf dem Meere und an den Küsten feuchter zu sein pflegt, auch der Himmel öfter bedeckt ist als im Binnenlande, tritt im allgemeinen in Küstengegenden keine so starke Ausstrahlung ein; die Gegensätze zwischen Wärmezufuhr und Wärmeabgabe erscheinen hier gemildert.

§ 229. Einfluß der Natur des Bodens auf die Lufttemperatur. Feste und flüssige Körper besitzen eine verschiedene Wärmekapazität oder (auf die Masseneinheit berechnet) spezifische Wärme. Der Begriff derselben ist früher erläutert (§ 209). Das Wasser bedarf einer 2—5 mal größeren Wärmezufuhr, um sich in gleichem Grade zu erwärmen als die festen, erdigen oder steinigen Materialien, welche größere Teile der Landfläche bedecken. Letztere erwärmen sich leichter und schneller, mithin gilt das Gleiche von den gesamten Landmassen der Erde im Gegensatz zu den Meeresflächen. Und da die Fähigkeit eines Körpers, Wärme auszustrahlen, in geradem Verhältnis zu derjenigen sie aufzunehmen steht, so kühlen sich durch Ausstrahlung in der Nacht und im Winter die Landflächen weit stärker und rascher ab, als die Meere. Dazu kommt der sehr wichtige Unterschied, daß die Wärme in weit tiefere Schichten des Meeres eindringt als im festen Erdboden. Es sinken ferner die kühlern Schichten im Wasser abwärts, um wärmeren Platz zu machen. Auf dem Lande kann eine ähnliche Verschiebung nicht vor sich gehen. Es werden daher in der Bodentemperatur sich weit größere Extreme zeigen müssen dem Grade nach wie nach der Schnelligkeit ihres Wechsels als im Oberflächenwasser.

Wir sahen, daß $+35°$ und $-3°$ C etwa die äußersten Grenzen sind, zwischen denen die Oberflächentemperatur des Meeres schwankt (S. 518). Dagegen hat man bereits in unseren Breiten feststellen können, daß sich der Boden durch Bestrahlung gelegentlich um 35° bis 40° C mehr erwärmt, als die umgebende Luft (letztere im Schatten gemessen). Überhaupt steht fest, daß sich der Erdboden am Tage wie im Sommer beträchtlich mehr erwärmt, als die Lufttemperatur darüber anzeigt. Umgekehrt erkaltet der Boden bei Nacht und im Winter mehr durch die Ausstrahlung als die Luft, wenn auch nicht bedeutend. Es können uns also tropische Erfahrungen nicht verwundern, bei denen man den Boden bis auf 60°, ja 80° C erhitzt gefunden hat. Tau und Reif und selbst Eisbildung in subtropischen Wüsten, in denen die Lufttemperatur oft noch beträchtlich über 0° liegt, zeigen genugsam die Stärke der nächtlichen Ausstrahlung an. Daher auch die Gefährlichkeit sich, verlockt durch die milde Lufttemperatur, abends auf den Boden niederzulegen. Man führt dies meist auf seine Feuchtigkeit zurück; vielmehr ist die starke Erniedrigung der Bodentemperatur das Schädliche.

Feuchte Bodenarten haben den bisherigen Betrachtungen entsprechend eine größere Wärmekapazität als die trockenen; der jeweilige Wassergehalt übt natürlich einen bedeutenden Einfluß aus. Ist diejenige des Wassers gleich 1, so kann man sie im Mittel bei getrocknetem Zustand annehmen für:

Flugsand	0,19	Kalk und Kalksand	0,21	Torf	0,51
Basalt	0,19	Gips	0,27		

Dies sind freilich Gewichtskapazitäten. Geht man, was für klimatische Werte richtiger ist, von Volumenkapazitäten aus, so zeigt sich der Unterschied von Wasser und festem Erdreich nicht unwesentlich geringer. Man gewinnt letztere

durch Multiplikation der Gewichtskapazitäten mit dem spezifischen Gewicht der Stoffe. Danach beträgt die Volumenkapazität der Gesteine rund $0,_3$ ($= 0,_2 + 2,_5$), sodaß sie beim Wasser ($= 1$) nur doppelt so groß ist als bei Gesteinen. Die Verdunstung ist der Hauptfaktor der Unterschiede. Um z. B. eine Schicht von 1^{mm} auf 1^{qm} Fläche zu verdunsten, sind von der zugestrahlten Wärme schon 600 (große) Kalorien erforderlich, d. h. soviel als nötig ist, um $0,_6^{cbm}$ Wasser oder $1,_2^{cbm}$ Gestein um 1^0 C. zu erwärmen [24]).

Steiniger und durchlässiger Boden, der rasch trocknet, ist daher für Weinbau günstiger als fetter Humusboden, da er mehr Wärme an die Luft abgibt als letzterer. Entwässerungsanlagen großen Stils können klimatisch bedeutungsvoll werden. Vor allem erwärmt sich der trocken gelegte Boden schneller.

Da endlich Körper mit dunkler und rauher Oberfläche sich leichter erwärmen als solche mit glatter und glänzender, weil eben letztere einen größeren Teil der Strahlen unmittelbar zurückwerfen, so erklärt dies auf tellurische Verhältnisse angewandt gleichfalls viele klimatische Unterschiede. Der Meeresspiegel vergegenwärtigt uns schon einen Körper mit glatter Oberfläche in großem Maßstabe. Auf dem Festlande wechseln trockene Wüstenstriche mit Wald, Feld, Sumpf, Steinfeldern, Schneeflächen regellos in gleichen Breiten, alle besitzen eine beträchtlich verschiedene Wärmekapazität.

Im Sommer überwiegt die Wärmezufuhr den Verlust durch die unausgesetzte, nicht etwa auf die Nacht beschränkte Ausstrahlung, im Winter ist es umgekehrt. Trockenheit der Luft, Helligkeit befördert die Ausstrahlung bis zu dem Grade, daß rings um den Nordpol sich weitgedehnte Gegenden finden, in denen der Boden bis zu Dutzenden von Metern gefroren ist. Die Sommerwärme kann den Boden nur in oberflächlichen Schichten auftauen.

Wenn somit die Temperatur der unteren Luftschichten, um die es sich in unseren bisherigen Betrachtungen allein handelt, fast ausschließlich von der Rückstrahlung von Wärme aus dem Boden abhängt, so muß in der verschiedenen Verteilung von Land und Wasser die weitaus wichtigste Ursache für die Umgestaltung des solaren oder mathematischen in das tellurische oder physische Klima erkannt werden. Er wirkt zunächst im vertikalen Sinne für die Gesamtzirkulation der Luft (§ 244). Dazu treten dann die seitlichen Verschiebungen, hervorgerufen durch die Luftströmungen, die Winde. Diese können aus fernen Gegenden Luftmassen herbeiführen, deren Wärme- oder Kältegrad mit der örtlich vom Boden der Luft mitgeteilten Temperatur in Widerspruch steht.

§ 230. Die beobachteten Lufttemperaturen. Wir schicken uns nach diesen theoretischen Betrachtungen an, die Ergebnisse der wirklichen Beobachtungen der Temperatur der dem Boden nahen Luftschichten zu erörtern. Bevor wir das wechselnde Spiel der Temperaturverhältnisse in zusammenfassenden Übersichten verfolgen, erläutern wir die Vorgänge an örtlichen Erscheinungen. Halten wir ein für allemal fest, daß alle unsere Temperaturangaben Schattentemperaturen sind.

Die Messung der Lufttemperatur geschieht im Einzelfall (z. B. für Barometerbeobachtungen) mit Hilfe eines Schleuderthermometers, ein in einer Hülse eingeschlossenes und daher leicht an einer Schnur herumzuschwingendes Thermometer, das bald die wahre Lufttemperatur angibt. Noch bessere Dienste leistet das Aspirationspsychrometer, welches das Thermometer mit aufgesaugter

[24]) Vergl. W. v. Bezold, Der Wärmeaustausch an d. Erdoberfläche u. in der Atmosphäre (1892). (Gesamte Abhandl. 1906, 219 ff.)

Luft in Berührung bringt. Zur ständigen Beobachtung muß man die Thermometer etwa $1\frac{1}{2}$ m über dem Boden an schattigen Orten anbringen, wo sie vor den reflektierten Strahlen benachbarter Wände geschützt sind und der Luftzug steten Zutritt hat.

Der tägliche Gang der Lufttemperatur. Verfolgt man durch stündliche Ablesung des Thermometers die Hebung und Senkung der Temperaturkurve der Luft, so interessiert uns neben der Größe des Ausschlages oder der Amplitude, d. h. des Unterschieds zwischen höchstem und niederstem Betrag der Wärme die Zeit des Eintritts dieser Phasen.

Wählt man Orte aus niedriger und hoher Breite und aus Gegenden jenseits der Polarkreise, wo die Sonne im Sommer nicht unter dem Horizont verschwindet, so ergibt sich im Juli hinsichtlich der Eintrittszeit das Folgende[25]):

	Breite	Minimum	Maximum	Zwischenzeit
Vardö (Norwegen) .	$70\frac{1}{2}^0$ N	1h 9m *a. m.*	2h 49m *p. m.*	13h 40m
Kristiania	60° N	3h 30m „	3h „	11h 30m
Madrás	13° N	6h „	2h „	8h

(Mit *a. m.* = ante meridiem oder kurz *a.* = ante wird die Zeit von 12h nachts bis 12h mittags, mit *p. m.* = post meridiem oder *p.* = post die Zeit von 12h mittags bis mitternachts bezeichnet.)

Allerorts sinkt also die Temperatur der Luft nachts infolge des Überwiegens der Ausstrahlung. Die niedrigste Temperatur muß daher um die Zeit des Sonnenaufgangs eintreten, in höheren Breiten folgt sie ihm um ein Geringes in der Zeit. Das Maximum dagegen stellt sich erst beträchtlich nach Mittag ein, weil, obwohl die Sonne von 12h an zu sinken anfängt, die zugeführte Wärmemenge noch während einiger Stunden größer ist als die ausgestrahlte; dann erst überwiegt letztere. Im Winter herrschen die gleichen Zeitgesetze, nur wird die nachmittägige Insolation wesentlich rascher von der alsdann weit stärkeren Ausstrahlung überwunden. Die Eintrittszeit ist im Januar in betreff des

	Minimums	Maximums	der Zwischenzeit
Vardö . . .	nur Ausstrahlung	—	—
Kristiania . .	8h ¼ *a.*	1h ¼ *p.*	5h
Madrás . . .	7h *a.*	1h *p.*	6h

Die Größe der Tagesschwankung ist im Sommer im allgemeinen beträchtlicher. Denn im Winter verhindert die geringe Sonnenhöhe der kurzen Tage zu wenig die Fortwirkung der Ausstrahlung. Eine strengere Abhängigkeit von der geographischen Breite findet in diesem Punkte nicht statt. In Küstenorten niederer Breiten 4°—6° C betragend, steigt die Tagesamplitude auf 10°—15° in mittleren, um in höheren wieder zu sinken. Der Einfluß des die rasche Abkühlung wie Erwärmung verhindernden Meeres oder eines Seeklimas macht sich geltend. Nach dem Innern des Landes zu steigt die Amplitude durchweg. Wir wählen Orte in annähernd gleicher Breite

	Breite	Juli	Januar
Bergen	$60^0\frac{1}{2}$	5°,2 C	1° C
Kristiania . . .	60°	8°,1 „	1°,6 „
Barnaul	$53^0\frac{1}{3}$	11°,2 „	4°,5 „

Wo freilich der Sommer die Wolkenbildung stark begünstigt wie in zahlreichen Orten der Monsungebiete wird die Tagesamplitude im Sommer

[25]) Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 22 ff.

geringer sein als im Winter. Am stärksten finden wir sie in trockenen Wüstengegenden. Man hat sie in der Sahara in 20° bis 22° Br. zu 14°—16° C im März und Mai, zu 20°—26° C im Juni bis Juli gefunden. Alle hier genannten Zahlen sind mittlere Extreme oder mittlere Abstände der Höhen- und Tiefenpunkte der Temperaturkurve; an einzelnen besonderen Tagen treten weit bedeutendere Sprünge der Temperatur hervor (absolute Extreme).

§ 231. Temperaturmittel[26]). Man hat gefunden, daß das Tagesmittel der Temperatur mit hinreichender Genauigkeit durch drei tägliche Ablesungen festgestellt werden kann und annähernd selbst durch zwei. Gibt man der Ablesung 9^h abends das doppelte Gewicht, so ist

$$\frac{7^h a. + 2^h p. + 2 \times 9^h p.}{4}$$

ur Mittelberechnung wohl geeignet; andere Mittel sind

$$\frac{6^h + 2^h + 10^h}{3} \quad \text{oder} \quad \frac{8^h + 8^h}{2}.$$

Die Summe der Tagesmittel eines Monats geteilt durch ihre Anzahl liefert das Monatsmittel; der Durchschnitt der Monatsmittel entspricht dem rohen Jahresmittel. Das Jahr wird in meteorologischer Hinsicht etwas anders in vier Jahreszeiten eingeteilt als das astronomische. Man weist jeder der letzteren drei volle bürgerliche Monate zu, den Winter mit Dezember beginnend usw.

Für Bremen ergibt sich hiernach die folgende rohe Mittelberechnung, wenn z. B. das Jahr 1895/96 zugrunde gelegt wird:

Dezember .	$+1^{0},98$	Winter:	Juni	$17^{0},47$	Sommer:
Januar . .	$1^{0},33$	$\frac{5^{0},00}{3} = 1^{0},67$	Juli	$17^{0},73$	$\frac{50^{0},22}{3} = 16^{0},74$
Februar . .	$1^{0},69$		August . .	$15^{0},02$	
März	$5^{0},87$	Frühling:	September	$13^{0},77$	Herbst:
April . . .	$6^{0},81$	$\frac{23^{0},43}{3} = 7^{0},81$	Oktober . .	$9^{0},37$	$\frac{24^{0},90}{3} = 8^{0},30$
Mai	$10^{0},75$		November .	$1^{0},76$	

Rohes Jahresmittel Bremens (1895/96) $= \frac{1^{0},67 + 7^{0},81 + 16^{0},74 + 8^{0},30}{4} = 8^{0},63.$

Die Normaltemperatur. Der Temperaturgang der einzelnen aufeinander folgenden Jahre zeigt indessen beträchtliche Verschiedenheiten. Gleichen sich diese im Jahresmittel auch meist schon auf einige Grade aus, so erheben sie sich in den einzelnen Monaten — und zwar bei uns noch mehr im Winter — auf viel größere Beträge. Diese sog. mittlere Veränderlichkeit der Temperatur ist an den Küsten gering (in Bremen 1°—2° für das Jahr, 6°—8° für Januar und Dezember); ähnliches gilt für die Tropen, am größten ist sie in kontinentalen Gebieten. Ziffermäßig größer sind ferner die Beträge der absoluten Veränderlichkeit, worunter man den Abstand des höchsten Mittels vom niedrigsten innerhalb einer langen Periode versteht. Für mittlere und nördliche Breiten erreicht sie im Jahresmittel wohl 4° C, für Dezember und Januar dagegen bis 18°, so daß zuweilen bei uns einem oberitalienischen Winter ein solcher gegenübersteht, der uns nach Spitzbergen oder Moskau versetzt. Die Kenntnis des Temperaturgangs eines einzelnen Jahres hat daher nur für Orte mit sehr konstantem Klima Bedeutung. Wo dieses veränderlich ist, muß die beobachtete Temperatur auf Normaltemperatur zurückgeführt werden. Unter letzterer verstand man früher das Mittel von mindestens 20 aufeinander folgenden Jahren; nachdem indessen Klimaschwankungen von einer etwa

[26]) Vergl. hierzu Hugo Meyers Anleitung (s. o. S. 552) und Hanns grundlegende Arbeit, Die Temperaturverhältnisse der Österr. Alpenländer I. (Sitz.-Ber. d. k. Akad. Wien, Math.-Naturw. Kl. XC u. XCI, 1884 u. 1885); Hann, Lehrb. d. Meteorol. 1901, 73 ff.

35jährigen Periode wahrscheinlich gemacht sind (§ 256), wird man jene Zahl verdoppeln müssen.

In Wien[27]) betrug der Unterschied der Temperatur des gleichen Tages in einzelnen Jahren während einer 100jährigen Periode 30° C, für das Monatsmittel des Januar noch 11°, so daß man 40jährige Beobachtungen haben muß, um die mittlere Jahrestemperatur bis auf $\pm$ $^1/_{10}$° zu verbürgen; für den Sommer Wiens würden 100jährige, für den Winter gar 400jährige Reihen erforderlich sein.

Gesetzt wir kennten von einzelnen Stationen die Normaltemperatur, und das Einzeljahr wäre im Orte A im Mittel um $1°{,}5$ gegen die letztere zu warm, so reduziert man in den benachbarten Orten B, C die Temperatur des in Rechnung gezogenen Jahres (x) auf Normaltemperatur durch Abzug des gleichen Betrages von $1°{,}5$, indem vorausgesetzt wird, daß die gleichen Ursachen, welche in A wirkten, auch B und C in jenem Jahre in gleichem Sinne beeinflußten. Noch kennen wir die Normaltemperatur zahlreicher Orte der Oberfläche nicht. Daher haben Messungsergebnisse eigentlich nur Wert, wenn wir gleichzeitig erfahren, aus welchen Jahren sie gewonnen sind.

§ 232. Der jährliche Gang der Temperatur. Im allgemeinen ist in der nördlichen gemäßigten Zone auf dem Lande der Januar der kälteste, der Juli der wärmste Monat. Auf der südlichen Halbkugel ist es umgekehrt.

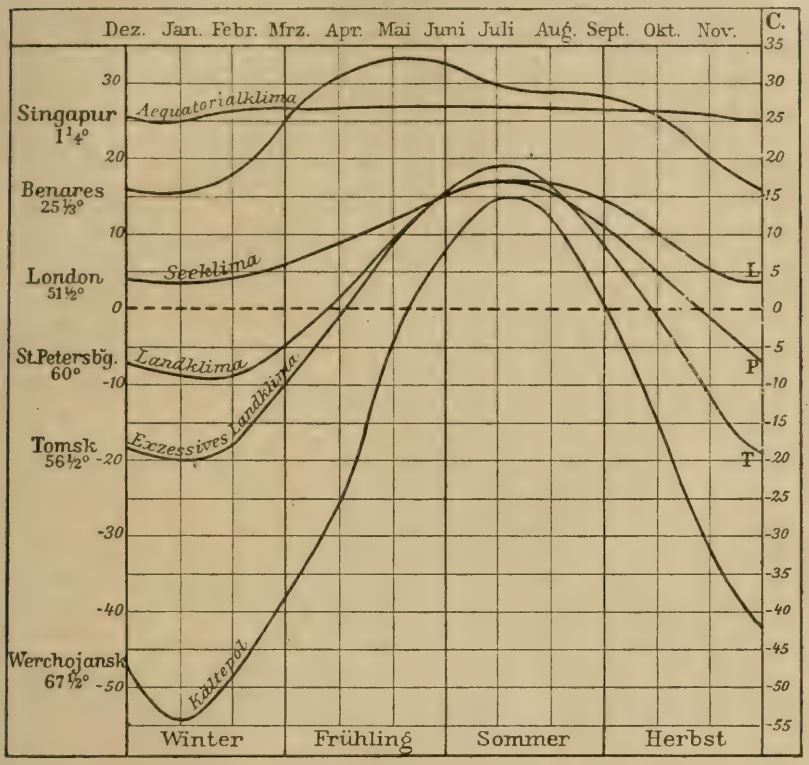
In polaren Gegenden und auf dem Meere tritt eine nicht unbeträchtliche Verspätung dieser Minimal- und Maximaltemperaturen ein. Es folgt also der jährliche Gang der Lufttemperatur im allgemeinen dem Stande der Sonne über dem Horizont. Weil aber nach der Sommersonnenwende (21. Juni) die Wärmezufuhr die Ausstrahlung noch übertrifft, so findet noch eine Zeitlang eine Erhöhung der Temperatur statt, die in unseren Gegenden in der zweiten Hälfte des Juli ihr Maximum erreicht. Im Winter überwiegt auch nach dem Tiefstand der Sonne am 21. Dezember die Ausstrahlung noch so sehr, daß ein weiteres Sinken der Temperatur bis in den Januar hinein, stellenweise bis in den Februar erfolgt. Dies erklärt es auch, weshalb Maximum und Minimum im allgemeinen in den kalten Zonen später als in gemäßigten Breiten eintreten. Man kann hier fast überall neben dem ständig warmen Sommer und ständig kalten Winter einen deutlich ausgeprägten Frühling mit rasch steigender und einen Herbst mit schnell fallender Temperatur unterscheiden (Fig. 88).

In äquatorialen Landstrichen, innerhalb welcher die Sonne zweimal im Zenit steht, müßten die größten Wärmen zweimal, und zwar im Herbst und Frühling, die kleinsten im Hochsommer und Hochwinter eintreten, während die beiden heißen Perioden gegen die Wendekreise hin, wo zwischen erstem und zweitem Zenitstand der Sonne nur kurze Zeit liegt, allmählich verschmelzen. Indessen sind die Unterschiede zu gering, als daß man noch deutlich vier Jahreszeiten nach der Temperatur abtrennen könnte. Dieselben werden dort in erster Linie durch die Regenverhältnisse bedingt. Die heißeste Zeit ist meist die vor Eintritt der Kulmination der Sonne, die der Trockenperiode; also z. B. in Indien im April und Mai. Wenn dann die Sommerregen beginnen, hindert die Wolkenbedeckung vielfach eine zu starke Bestrahlung und mildert damit die Temperatur.

[27]) J. Hann, Lehrb. 1906, 92.

Die Form der monatlichen Temperaturkurven hängt weiter von der Höhe der Amplitude ab. Ganz flach in den äquatorialen Gebieten verlaufend, mit gleichmäßigem Auf- und Abstieg in mittleren Breiten, erheben sie sich zu steilen Bergprofilen in den seefernen Gebieten des sog. Landklimas, das wir später zu schildern haben (Fig. 88).

Fig. 88.



§ 233. Abnahme der Temperatur mit der Höhe. Mit der Erhebung über den Meeresspiegel beobachtet man im allgemeinen eine Abnahme der Luftwärme. Hierbei ist allerdings zunächst zu unterscheiden zwischen der Abnahme in freier Luft und derjenigen in Bergregionen. Denn im ersteren Fall entfernen wir uns rasch von der hauptsächlichsten Wärmequelle der Atmosphäre, nämlich der vom Boden wieder ausgestrahlten Wärme, im anderen Falle bleiben wir in der Nähe derselben. Da die Frage der Abnahme der Temperatur mit der Höhe für die allgemeine Zirkulation der Luft (§ 245) größte Bedeutung hat, müssen wir bei ihr etwas länger verweilen.

Abnahme der Temperatur in freier Luft[28]). In geschlossenen Räumen sind die oberen Luftschichten stets wärmer als die unteren, weil

[28]) R. Aßmann u. A. Berson, Wissenschaftl. Luftfahrten, 3 Bde., Berlin 1899—1900, I. Geschichte, II. Einzelfahrten, III. Hauptergebnisse; R. Aßmann, Ergebnisse der Arbeiten des k. preuß. äronautischen Observatoriums bei Lindenberg (jährlich seit 1900).

die Wärme die Luft auflockert und diese leichtere wärmere Luft daher aufwärts steigt, ohne wesentlich anderen Druckverhältnissen zu begegnen. Auch in der freien Atmosphäre müssen die unteren Luftschichten sich infolge der Erwärmung mehr ausdehnen und, da sie seitwärts größeren Widerstand finden, nach oben ausweichen. Leicht könnte man denken, daß durch solche aufsteigenden Luftströme an sich beträchtliche Wärmemengen auch in höhere Schichten der Atmosphäre getragen würden. Dem ist indessen nicht so. Indem die Luft sich ausdehnt, wird eine mechanische Arbeit geleistet, die nur unter Verlust von innerer Wärme vor sich gehen kann. Es tritt also alsbald eine Abkühlung der Luft ein. Die Ausdehnung ist die eigentliche Ursache derselben. Die Arbeit der Hebung besorgt dagegen die Schwerkraft, und zwar dadurch, daß sie die überlagernde schwerere Luft zum Sinken unter die erwärmte und darum leichter gewordene bringt[29]). Aufsteigende Luftströme kommen daher bald zur Ruhe, nämlich dort, wo eine Temperatur herrscht, die ihrer Abkühlung infolge der Ausdehnung entspricht. Umgekehrt erwärmen sich herabsinkende Luftströmungen rasch, weil sie sich bei vergrößertem, auf ihnen lastendem Luftdruck verdichten, wobei Wärme frei wird, die zur Erwärmung dient; sie können daher bei langsamem Sinken nicht als kalte Ströme herabfallen.

Nun ergibt sich aus den Grundsätzen der mechanischen Wärmetheorie, deren Anwendung auf die atmosphärischen Erscheinungen in neuerer Zeit ungeahnte Aufklärungen über deren Zusammenhang gebracht hat, daß die Temperaturabnahme in vollkommen trockener Luft für jede Hebung von 100 m fast 1° C beträgt[30]). Umgekehrt erhöht sich die Temperatur solcher völlig trockenen Luft um fast 1° C beim Herabsinken für je 100 m.

Beides findet allerdings genau betrachtet nur dann statt, wenn der Luft nicht gleichzeitig Wärme von außen zugeführt oder ihr entzogen wird, d. h. wenn sich die Luft in dem sog. adiabatischen Zustande befindet. Eine solche mit der Höhe proportionale Temperaturänderung (von je 1° C für 100 m) kann ferner nur bei einem indifferenten Gleichgewicht der Luft vor sich gehen, in welchem jedes Teilchen, wenn auch beliebig verschoben, in Ruhe bleibt und zu Störungen keinen Anlaß gibt.

Die Luft ist aber in den tieferen Schichten fast immer mit Feuchtigkeit durchsetzt. Sättigt sie sich mit Wasserdampf, so wird eine Abkühlung viel langsamer als bei trockener Luft eintreten, weil jede Kondensation des Dampfes zu Wasser Wärme frei werden läßt, die nun der weiteren Abkühlung entgegenwirkt. Erst das Vorhandensein des Wasserdampfes ermöglicht also überhaupt, daß verhältnismäßig warme Luftschichten in größere Höhen gelangen. Wenngleich nun zu gewissen Nachtstunden, wo der Boden sich rasch durch Ausstrahlung abkühlt, die Luft in einigen hundert Metern über der Erdoberfläche wärmer als unten zu sein pflegt, so nimmt die mittlere Tages- und Jahrestemperatur nach oben doch ständig

[29]) W. v. Bezold, Zur Thermodynamik der Atmosphäre. (Met. Zeitschr. VI, 1889, bes. S. 220 ff.). — [30]) Der konstante Faktor der Ab- und Zunahme der Temperatur für jedes Meter entspricht nach der Grundformel der mechanischen Wärmetheorie dem Verhältnis zwischen dem Wärmeäquivalent für die Arbeitseinheit (d. h. 1/428, wenn das Arbeitsäquivalent zu 428 Kilogrammeter angenommen wird) und spezifischer Wärme der Luft ($= 0{,}_{238}$) also $= 1/428 : 0{,}_{238} = 0°{,}_{00982}$ für 1 m, also $0°{,}_{982}$ für 100 m; s. Sprung, Lehrb. d. Meteorol., 1885, 170.

ab, bis in höheren Höhen eine erst in jüngster Zeit durch die Ballonaufstiege entdeckte fast isotherme Schicht erreicht wird[31]), in der die Abnahme ganz langsam ist, ja z. T. eine schwache Temperaturzunahme eintritt.

Dies hat zur Scheidung des Teils der Atmosphäre, der uns durch unmittelbare Druck-, Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen zugänglich ist, in eine Troposphäre und eine Stratosphäre geführt[32]).

Die Troposphäre reicht von der Erde bis zur oberen Temperaturumkehr, d. h. in polaren Gegenden bis etwa 7 km, in mittleren Breiten bis etwa 11 km, in den Tropen jedenfalls höher, am Äquator vielleicht bis 16 km. In ihr nimmt die Temperatur nach oben zuerst rascher ab; in Höhen zwischen 2000 m—4000 m tritt eine Verzögerung ein, eben weil hier in der Wolkenschicht der Schauplatz häufiger Kondensationen des Wasserdampfes ist, so daß Wärme frei wird. Alsdann sinkt mit der Zunahme der Trockenheit der Luft die Temperatur wieder, und zwar in rascherem Tempo als in der Tiefe, am raschesten bei uns, in ca. 8000 m—9000 m. Im Ganzen herrschen in der Troposphäre auf- und absteigende Luftbewegungen vor.

Ein Bild des mittleren Zustandes der Troposphäre über Europa kann uns das Ergebnis einer Berechnung aus 380 Ballonaufstiegen der Jahre 1902—7 gewähren[33]).

Höhe km	Mittlere Temperatur	Abnahme für 100 m	Höhe km	Mittlere Temperatur	Abnahme für 100 m
1	+ 4°,6	0°,46	7	— 30°,8	0°,73
2	+ 0°,1	0°,50	8	— 38°,0	0°,64
3	— 5°,0	0°,57	9	— 44°,4	0°,52
4	— 10°,7	0°,62	10	— 49°,6	0°,32
5	— 16°,9	0°,68	11	— 52°,8	0°,14
6	— 23°,7	0°,70			

Die Jahreszeiten machen sich dabei bis in die höchsten Teile der Troposphäre geltend und die gleich erwärmten Schichten neigen sich im allgemeinen von Süd- nach Nord-Europa und von West- nach Ost-Europa, weit mehr jedoch vom Äquator zum Pol. In den Tropen treten auch Unterscheidungen zwischen Trocken- und Regenzeiten hervor[34]), doch sind sie weit geringer als bei uns zwischen den Gegenzeiten des Jahres.

In der Region oberhalb der obern Inversion[35]), d. h. in der Stratosphäre ist die Temperatur, wie schon angedeutet, fast konstant, ja nimmt mit der Höhe vielleicht noch etwas zu.

Das Ergebnis obiger 380 Aufstiege über Europa ergibt für die Stratosphäre das folgende:

Höhe km	Mittlere Temperatur	Änderung für 100 m	Höhe km	Mittlere Temperatur	Änderung für 100 m
11	— 52°,8	— 0°,14	14	— 54°,4	+ 0°,003
12	— 54°,2	— 0°,03	15	— 54°,3	+ 0°,014
13	— 54°,5	+ 0°,003	16	— 54°,1	+ 0°,023

Die Monatsmittel zeigen noch fast dieselben Unterschiede wie in den oberen Schichten der Troposphäre.

---

[31]) Als die Entdecker der isothermen Schicht (1902) gelten L. Teisserenc de Bort (Paris) und R. Aßmann (Berlin). — [32]) Teisserenc de Bort in Compt. rend. CXXXIV, 1902, 987 ff. — [33]) Vergl. Arthur Wagner, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre (Met. Zeitschr. XXVII, 1910, 97 ff.). Graphisch sind die Resultate Wagners bei Supan (Phys. Erdk. 1911, 75) zusammengefaßt. — [34]) W. van Bemmelen, Die Temperatur des trop. Luftmeeres nach Beob. mittels Registrierballons in Batavia (Met. Zeitschr. XXIX, 1912, 305—8). — [35]) A. Schmauß, Die obere Inversion (Met. Z. XXVI, 1909, 241—58).

Störungen durch vertikale Luftbewegungen scheinen in dieser Region kaum mehr zu bestehen, die Luft bewegt sich vorzugsweise in horizontaler Richtung. Man hat die Stratosphäre sowohl über dem Meere[36]) als in den Tropen festgestellt. Sie beginnt hier aber in weit bedeutenderen Höhen als bei uns, vielleicht erst bei 15000 m oder 16000 m und, wie es scheint, in einer sehr viel niedrigeren Temperatur (— 75 ° bis — 80 °?)[37]) als in Europa (ca. — 55 ° C).

Man gibt entweder, wie in obigen Beispielen geschehen, die Temperaturabnahme in Graden (den Gradienten) für je 100 m Erhebung an oder berechnet die thermische Höhenstufe, d. h. die Anzahl von Metern, die man aufstiegen muß, um das Thermometer um 1° C sinken zu sehen. In 3000 m Höhe trifft man bei uns, wie aus obiger Tabelle hervorgeht, meist schon weniger als 0° C, in 7000 m —8000 m bereits — 30° bis — 40°, regional machen sich noch bedeutende Temperaturunterschiede in den Höhen bis 10000 m geltend. Als niedrigste Temperatur ist bis jetzt in 14800 m Höhe — 85°,6 von einem der unbemannten Ballons verzeichnet worden (Jan. 1905)[38]), und zwar über St. Louis in Amerika, doch ergab ein Aufstieg am Victoriasee, also unter dem Äquator, in 19300 m auch — 84° C[39]).

Die Abnahme der Lufttemperatur im Gebirgslande[40]) bestimmt man durch den Vergleich der Mitteltemperaturen, welche in Gebirgsorten und solchen der umgebenden Tiefebenen oder längs des Gebirgssaumes gewonnen sind. Es hat sich hierbei überall die Annahme bewährt, daß die Temperaturabnahme proportional mit der Höhe erfolgt. Aber die Größe des Faktors ist verschieden, denn es spielen hierbei örtliche Verhältnisse eine nicht unbedeutende Rolle. Zunächst übt der Bergschatten, der manchen Orten einen nicht unbeträchtlichen Teil der Sonnenbestrahlung entzieht, einen Einfluß aus[41]). Manche an Bergabhängen gelegene Stationen zeigen ferner — namentlich im Winter — eine größere Wärme, weil die kalte Luft an den Abhängen herabgleiten kann, um durch andere ersetzt zu werden, wogegen die kalten Wintertemperaturen vieler Talstationen sicher damit zusammenhängen, daß die schwere kalte Luft keinen Ausweg aus den Tälern findet und über ihnen ruht. Es macht ferner einen Unterschied, ob die tiefer gelegenen Stationen hart am Gebirgssaum oder in weiterem Umkreis des Gebirges stehen. Auf die ungleichmäßige Auswahl der in die Berechnung gezogenen Stationen ist daher ein großer Teil der Differenzen zurückzuführen, die sich in den Angaben über die Temperaturabnahmen in einzelnen Gebirgen finden.

Im allgemeinen ist die Abnahme im Gebirge gleichmäßiger als in der freien Luft und erfolgt rascher. Man kann 0 °,6 für je 100 m als eine Mittelzahl annehmen, die sowohl in den Tropen wie in höheren Breiten gefunden wird. Danach wäre 170 m (= 100 m : 0 °,6) die mittlere thermische Höhenstufe im Gebirge[42]). Auf Hochflächen — und ähnlich in besonders massigen Gebirgen — ist die Abnahme geringer und bleibt wohl unter ½ ° (d. h. die Höhenstufe übersteigt wohl 200 m). Ferner sinkt die Mitteltemperatur mit der Höhe im Winter langsamer als im Sommer, weil die unteren Schichten

[36]) H. Hergesell (Met. Z. XXII, 1905, 487). — [37]) W. van Bemmelen a. a. O. 307. — [38]) Geogr. Jahrb. XXIX, 1906, 254. — [39]) A. Berson, Bericht u. d. aerol. Expedition d. k. aëronaut. Observ. nach Ostafrika 1908, Braunschweig 1910, 19. — [40]) A. Woeikof, Klimate der Erde, I, 1887, 208 ff.; Hann, Lehrb. d. Meteorol. 1901, 125 ff. — [41]) K. Peucker, in Verhandl. d. XII. D. Geogr.-Tages zu Jena 1897, 225—52. — [42]) Andere nehmen 0°,56 C Temperaturabnahme für je 100 m an. In diesem Fall ist die thermische Höhenstufe 180 m (= 100 : 0,56); s. Hann, Handb. d. Klimatologie 1910, I, 128.

in den Tälern dann ungewöhnlich kalt, die Unterschiede zwischen oben und unten also geringer zu sein pflegen. Mittelzahlen für Harz, Erzgebirge und Alpen liefern folgende Werte[43]):

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Temperaturabnahme für je 100 m	$0^{0},_{45}$	$0^{0},_{67}$	$0^{0},_{70}$	$0^{0},_{53}$	$0^{0},_{59}$
Thermische Höhenstufe für je 1° C	222 m	149 m	143 m	188 m	170 m

§ 234. Verteilung der Lufttemperatur auf der Erdoberfläche. Die eben bezeichneten Erfahrungen bieten uns ein Mittel, um die örtlichen Temperaturen miteinander zu vergleichen; wir müssen uns zu diesem Zweck von dem verwickelten Faktor der Höhenlage möglichst unabhängig machen. Dies geschieht durch Reduktion der beobachteten Mitteltemperaturen auf den Meeresspiegel[44]). Man berechnet also mittels der thermischen Höhenstufe, wie groß die Temperatur des Jahres oder der Jahreszeiten, der Monate usw. für die fraglichen Orte sein würde, wenn sie im Meeresniveau lägen. — Verbindet man alsdann die Orte gleicher, auf den Meeresspiegel reduzierter Mitteltemperatur nach dem Vorgange Humboldts (1817) durch Linien — sog. Isothermen — so gewinnt man ein übersichtliches, aber selbstverständlich rein ideales Bild der Wärmeverteilung.

Das Verfahren setzt also einerseits die Kenntnis der Höhenlage jeder Station voraus. Genau genommen müßte man für die einzelnen Orte demnach die wahrscheinlichste Wärmeabnahme festzustellen suchen. Da dies nicht ohne Willkür möglich sein wird, so pflegt man bei der Entwerfung der Isothermenkarten einen gleichen mittleren Reduktionsfaktor — z. B. $0^{0},_{5}$ für je 100 m — anzuwenden. Dies hat den Vorteil, daß man aus einer Karte mit Isothermen die wahren Mitteltemperaturen der einzelnen Orte herauslesen kann, sobald man auch ihre Höhenlage kennt. Göttingens Jahresmittel beträgt $8^{0},_{5}$. Bei einer Seehöhe von 150 m muß man $(150:100) \times 0^{0},_{5} = 1,_{5} \times 0^{0},_{5} = 0^{0},_{75}$ hinzufügen und erhält $9^{0},_{25}$ als reduzierte mittlere Jahrestemperatur, so daß Göttingen zwischen den Jahresisothermen von 9° und 10° gelegen ist. Da andererseits die 10°-Isotherme nahe bei München vorbeizieht, dessen Seehöhe 520 m beträgt, so wird $10^{0} - 0^{0},_{5} \times 5,_{2} = 10^{0} - 2^{0},_{6} = 7^{0},_{4}$ Münchens unreduziertes Jahresmittel darstellen. Jede andere Wahl des Reduktionsfaktors bringt für hoch gelegene Stationen leicht Unterschiede in der reduzierten Temperatur um mehrere Grade zuwege.

Die Temperaturgegensätze. Vorerst wollen wir jedoch ganz allgemein die auf der Erde überhaupt auftretenden Gegensätze der Lufttemperatur quantitativ vergleichen, um einen Maßstab für die folgenden Betrachtungen zu gewinnen. Hierbei können uns die Isothermenkarten zwar mit zum Wegweiser dienen, doch vergesse man nicht, daß diese die Temperaturen aller Orte mit Ausnahme der im Meeresniveau gelegenen selbstverständlich zu hoch angeben.

Als absolute Extreme der Lufttemperatur, wie sie an einzelnen Tagen der heißesten wie der kältesten Gegenden an der Erdoberfläche beobachtet sind, können bis jetzt die runden Zahlen + 50° und — 70° gelten. Man hat die erstere annähernd im nordwestlichen Vorderindien und Südalgerien[45]), die letztere im Zentrum des ostsibirischen Kältepoles, in Werchojansk, (1885) beobachtet[46]).

[43]) Hann, Allg. Erdk., 1896, 196. — [44]) Hann, Atlas d. Meteorol. im Phys. Atlas, Text zu Taf. I—V. — [45]) Hann, [Klimatologie II_1, 1910. 205: Jakobabad 28° 17′ N; $52^{0},_{2}$ C; II_2 67: In Salah, algier. Sahara 27° 17′ N: 52° C. — [46]) Wild (Met. Zeitschr. III, 1886, 178). Dort wird die Beobachtung am Weingeistthermometer (— 68°) auf — 76° des Quecksilberthermometers reduziert. Hann, a. a. O. II_2, 289 nimmt $-67^{0},_{8}$ C an.

Auch die mittleren Extreme bewegen sich noch zwischen + 48° und — 60° C[47]), wogegen im Seewasser keine größeren Unterschiede als + 35° und — 3° gefunden sind (S. 518). Ein Blick auf die Isothermenkarten des wärmsten und kältesten Monats (Atlas, Taf. 7) überzeugt uns, daß einem Julimittel von + 36° in den heißesten Gegenden noch ein sibirischer Januar von — 50° gegenübersteht[48]).

Erst im Jahresmittel erhöht sich das Minimum beträchtlich. Auf den Höhen Grönlands schätzt man dasselbe zu — 25°[49]); ähnlich glaubt man — 25° für den hochgelegenen Südpol annehmen zu dürfen[50]). Auf der andern Seite scheint das Jahresmittel heißer Orte + 30° C wenig zu übersteigen (Massaua am Roten Meer + 31°)[51]). Es ergibt sich demnach in betreff dieser örtlich so weit getrennten Gegensätze die folgende Steigerung:

	Maximum	Minimum	Differenz
Jahresmittel	+ 30°	— 25°	55°
Monatsmittel	+ 36°	— 50°	86°
Mittlere Extreme . .	+ 48°	— 60°	108°
Absolute Extreme .	+ 50°	— 70°	120°

Die jahreszeitlichen Verschiebungen der Luftwärme an ein und demselben Orte können uns erst später beschäftigen (§ 235).

Temperaturzonen. Überblicken wir nun die neueren Isothermenkarten des Jahres oder für die beiden Gegenmonate Juli und Januar[52]) (Atlas, Taf. 7), so fällt der Parallelismus der Mehrzahl aller Isothermen trotz einzelner Abweichungen auf. Die gewaltige Ausbiegung derselben über dem nördlichen Atlantischen Ozean und die kleineren Kurven längs der Westküste der drei südlichen Kontinente hat uns bei der Frage der Meeresströmungen bereits beschäftigt (§ 223). In den heißesten und kältesten Gegenden allein bilden die Isothermen der höchsten und niedrigsten Wärmeklassen in sich geschlossene auf das Festland beschränkte Kurven.

1. Man kann die Isothermen benutzen, um die Erdoberfläche in Temperaturzonen einzuteilen, welche den physischen Verhältnissen der Wasser- und Landverteilung mehr Rechnung tragen und die Gürtel des mathematischen oder solaren Klimas ersetzen. Schließt man die warme Zone zwischen die Jahresisothermen von 20° C und mehr ein, so fällt sie annähernd mit dem Verbreitungsgebiet der echt tropischen Pflanzenfamilie der Palmen zusammen (Atlas, Taf. 8). Im Mittel kann dann der 30° N als Nordgrenze, der 26° S als Südgrenze dieser wärmeren Zone gelten, wodurch das gewaltige

[47]) S. die Karten W. van Bebbers über die Verteilung der Wärmeextreme über der Erdoberfläche (Pet. Mitt. 1893, 1 : 100 Mill. im Äqu.). — [48]) Jakobabad und In Salah im Juli 36°,5, Werchojansk im Januar — 50°,5 C (Hann a. a. O.). — [49]) Nach Mohn (Erg.-Heft 105 zu Pet. Mitt. 1892, 43). — [50]) W. Meinardus (Scobels Handb. 1909, 74). — [51]) „Die Jahresmittel von Massaua können 31° übersteigen": Hann, Klimatologie II_2, 1910, 183. — [52]) Die Hannschen Karten im Phys. Atlas (1887) enthalten Isothermen von 2° zu 2°, sind aber natürlich schon mannigfach veraltet; sie sind von Köppen berichtigt, von 4° zu 4°, in Hanns Lehrb. d. Meteorologie wiedergegeben; die neueren Karten (vergl. Atlas, 6. Aufl. u. folg., sowie die Klimakarten in Debes' Handatlas unterscheiden sich besonders in der Darstellung Grönlands (nach Mohn) von den früheren. Hann nimmt diese Mohnsche Darstellung nicht an, s. Lehrb. d. Meteorol. 1901, Taf. S. 141; 1915, Taf. S. 130. Für die Polargegenden vergl. Hanns Referat über Mohns Bearbeitung der Nansenschen Beobachtungen (Met. Zeitschr. 1906, 111).

Übergewicht, welches dieselbe über die anderen Zonen hat, hervortritt. Denn sie nimmt fast die Hälfte der Erde ein (48 % s. unten).

Für die gemäßigten Zonen nahm man als Polargrenze früher die Jahresisothermen von 0 ° C an[53]), welche auf der südlichen Halbkugel schon die Enden der Kontinente nicht mehr erreichen, im Norden jedoch sehr beträchtliche Teile Nordamerikas und Asiens der kalten Zonen zuweisen. Mitbestimmend war hierfür, daß auf diese Weise eine echt arktische Erscheinung, der sog. Eisboden, welchen auch die Sommerwärme niemals ganz aufzutauen vermag, fast ganz der kalten Zone zugewiesen wurden.

Eisboden. Die Südgrenze des ewig gefrorenen Bodens (Atlas, Taf. 33) läuft zwar annähernd mit der Jahresisotherme von — 2° parallel, hängt aber doch auch in beträchtlichem Maße mit der Schneebedeckung des Landes im Winter zusammen. Wo sie reichlich vorhanden ist, tritt der Eisboden erst bei — 5° Jahrestemperatur auf, am trockenen, schneearmen Nordrand der Mongolei reicht er in Gebiete mit mehr als + 0° bis + 2° Jahrestemperatur der Luft[54]).

Man setzt daher besser[55]) an Stelle jener Jahresisothermen von 0° die Isothermen des wärmsten Monats von + 10 °, also die Juliisotherme im Norden, die Januarisotherme im Süden, als polare Grenzlinien für die gemäßigten Zonen. Auf der Südhalbkugel wird im Grunde durch diese Wahl nichts Wesentliches geändert; nur wird die antarktische Zone damit noch ein wenig erweitert. Im Norden dagegen kommt die Vergrößerung der gemäßigten Zone sehr in Betracht. Ihre Polargrenze rückt damit annähernd an die Wald- und Baumgrenze heran (Taf. 8), und weist damit russische Kolonisten und Völker Sibiriens bis auf einen äußersten Saum der gemäßigten Zone zu. Island wird dagegen nun in die kalte Zone versetzt, und in Amerika würde jene Linie nur das Wohngebiet der Eskimos ausscheiden.

Schätzt man[56]) den Flächenraum dieser klimatischen Zonen nach der Lage der Grenzisothermen ab, um sie mit den durch Wende- und Polarkreise geschiedenen Gürteln des mathematischen oder solaren Klimas zu vergleichen, so entfallen in Prozenten — man erinnere sich, daß 1 % der Erdoberfläche $5_{,1}$ Mill. qkm, und 1 % der Halbkugel $2_{,6}$ Mill. qkm ausmacht — auf die

	Solares Klima	Physisches Klima		
	Erde bezw. Halbkugel	Erde	Nordhalbk.	Südhalbk.
Warme Zone . . .	$39_{,9}$ %	$47_{,9}$ %	$50_{,6}$ %	$45_{,2}$ %
Gemäßigte Zonen .	$51_{,7}$	$35_{,6}$	$42_{,1}$	$29_{,0}$
Kalte Zonen . . .	$8_{,3}$	$16_{,5}$	$7_{,3}$	$25_{,8}$
Summa	100 %	100 %	100 %	100 %

und auf die einzelnen Halbkugeln verteilt

	Solares Klima	Physisches Klima	Differenz
Nördl. kalte Zone	$4_{,1}$ %	$3_{,6}$ %	— $0_{,5}$ %
Nördl. gemäßigte Zone .	$26_{,0}$	$21_{,1}$	— $4_{,9}$
Nördl. warme Zone . . .	$19_{,9}$	$25_{,3}$	+ $5_{,4}$
Südl. warme Zone	$19_{,9}$	$22_{,6}$	+ $2_{,7}$
Südl. gemäßigte Zone . .	$26_{,0}$	$14_{,5}$	— $11_{,5}$
Südl. kalte Zone	$4_{,1}$	$12_{,9}$	+ $8_{,8}$
Summa	100 %	100 %	

[53]) Supan, Pet. Mitt. 1879, Taf. 18. — [54]) A. Woeikof, Der Einfluß der Schneedecke auf Boden, Klima und Wasser, Wien (Pencks Geogr. Abh. III, 3 1889, 3). — [55]) Supan, Phys. Erdk., 1896, 75. — [56]) Nach Supans Flächenberechnungen in Zehntausendern der Q.-Kilometer (Phys. Erdk., 1916, 102).

Es treten also hieraus sehr bedeutende Flächenverschiebungen hervor. Die Größe der gemäßigten Zonen schrumpft im Rahmen des sog. physischen Klimas auf $^1/_3$ der Erdoberfläche zusammen, aber nicht allein die heiße Zone erscheint beträchtlich vergrößert, sondern weit mehr noch die südliche kalte Zone, die einen dreifach größeren Raum einnimmt, wenn wir sie durch die 10°-Isothermen des wärmsten Monats begrenzen. Und starke Gegensätze zeigen sich auch beim Vergleich beider Halbkugeln. Die weit geringere Ausdehnung der gemäßigten Zone und die wesentlich größere der antarktischen Kalotte lassen bereits eine geringere mittlere Temperatur der gesamten Südhalbkugel im Gegensatz zur nördlichen vermuten (S. 581).

Man bemerkt ferner, daß die wärmsten Gegenden der Erde nicht unter dem Äquator, sondern nördlich desselben liegen müssen. Auf der anderen Seite scheint festzustehen, daß die mathematischen Pole nicht zugleich die kältesten Gegenden der Erde darstellen. Vielmehr beherbergt nach unseren jetzigen Kenntnissen die nördliche Halbkugel zwei, ja vielleicht drei getrennte Kältepole, einen in Ostsibirien, einen zweiten in Grönland[57]) und einen dritten vermutet man unweit des Nordpols[58]). Mag in ersterem die Mitteltemperatur des Winters etwas höher sein, als wir sie aus den jetzigen Messungen entnehmen, die meist in Talpunkten gewonnen sind, so steht doch fest, daß die mittlere Januartemperatur dort weit unter — 50° sinkt. Mittlerweile haben uns die neuern Südpolarexpeditionen darüber belehrt, daß die Antarktis in hohen Breiten auch große Kältegrade zu verzeichnen hat. Man wird also wohl auch auf den Höhen des antarktischen Festlands einen Kältepol ähnlich wie in Grönland annehmen müssen.

2. Eine andere Zoneneinteilung geht von der Dauer der Jahreszeiten aus[59]): sie berücksichtigt die Tagesmittel von 0°, 10°, 20° als Schwellenwerte. Charakteristische Zeitabschnitte sind 1, 4 und 12 Monate.

Im tropischen Gürtel haben alle Monate eine Mitteltemperatur von mehr als 20°. Er reicht etwa von 20° N bis 16° S und besitzt starke Einschnürungen im Bereich kalter Strömungen — Der subtropische Gürtel umfaßt die Gegenden von 1—8 Monaten gemäßigter Temperatur (d. h. zwischen 10°—20°). In der heißen Jahreszeit treten hier übrigens noch stärkere Hitzegrade als am Äquator auf. Ein äußerer subtropischer Gürtel hebt sich in dieser Zone noch dadurch ab, daß hier der kälteste Monat noch unter 10° sinkt, so daß erst hier von einem eigentlichen Winter die Rede ist. China, Persien, der Südrand der aralokaspischen Steppe, Griechenland und Süditalien, sowie die Südstaaten im Bereich der Vereinigten Staaten von Nordamerika gehören hierher.

Im gemäßigten Gürtel dauert die heiße Zeit nicht über 4 Monate, so daß während 4—12 Monaten eine gemäßigte Wärme (10°—20°) herrscht. Leicht erkennt man gewisse Gegensätze. Ein konstant gemäßigtes Klima, in dem die Mitteltemperaturen sich zwischen 10°—20° halten, findet man ausschließlich im Bereich der Ozeane. Der gemäßigt sommerheiße Gürtel hat viel Ähnlichkeit mit dem subtropischen winterkalten. Er umfaßt die Gebiete beträchtlicher Sommerdürre, in denen künstliche Bewässerung zur Erhaltung der Vegetation nötig wird. Die Wärme ist hier meist mit Wasserarmut, seltener mit größerer Feuchtigkeit verknüpft. Letzteres findet nur in den Monsundistrikten (§ 250), soweit sie in diesen Gürtel

[57]) Mohn (vergl Anm. 49, S. 44). — [58]) Mohn in The Norwegian North Polar Expedition 1893—96. Scient. Results ed. by Fr. Nansen, Vol. VI, Meteorology, London 1905. Vergl. Met. Z. 1906, 95 ff. — [59]) W. Köppen, Die Wärmezonen der Erde nach der Wirkung auf die organische Welt. (Met. Zeitschr. I, 1884, mit Karte, 1 : 80 Mill. im Äqu.).

reichen, statt. Der gemäßigt sommerkühle Gürtel ist der Hauptsitz menschlicher Kultur. 4—11 Monate lang verzeichnet man noch Mitteltemperaturen von 10°—20°, aber während 1—8 Monaten sinkt dieselbe schon unter 10°.

Der kalte Gürtel besitzt bereits eine stark verkürzte Vegetationszeit für den Pflanzenwuchs, die Temperatur erhebt sich zu einem kurzen Sommer nur während 1—4 Monaten über 10°. Ihm gehört der größte Teil der Eisbodenregion an, und er reicht im Norden bis an die Baumgrenze. — Der polare Gürtel entbehrt des Baumwuchses deshalb, weil dieser verschwindet, wo das Tagesmittel nicht wenigstens für die Dauer eines Monats sich auf 10° und mehr erhebt. Es stimmt dieser Gürtel im N also annähernd mit der arktischen Zone der obigen Einteilung nach Jahresisothermen überein.

§ 235. Jährliche Wärmeschwankung; Land- und Seeklima. Eine dritte, besonders wichtige Einteilung der Erdoberfläche in Klimagebiete geht von der Größe der Temperaturschwankung während des Jahres aus. Nicht ohne Bedeutung sind hierbei sicher die mittleren Extreme, die an einzelnen Orten auftreten. Viele Pflanzen können einen ziemlich harten Winter überdauern, werden aber durch regelmäßiger eintretende besonders kalte Tage vernichtet. Ebenso ist es nicht gleichgültig, ob innerhalb der wärmeren Monate noch eine verhältnismäßig gleichförmige Temperatur herrscht oder Extreme sprungweise eintreten. Aus diesem Grunde zieht man in neuerer Zeit auch diese Extreme mit zur Kennzeichnung des Klimas eines Ortes heran, ja man hat auch diese schon kartographisch für die ganze Erde dargestellt[60]).

Maßgebender für eine klimatische Einteilung der Erde sind indes die mittleren Monatstemperaturen und deren Gegensätze. In den Mitteltemperaturen der dreimonatlichen Jahreszeiten verwischen sich letztere bereits stärker, weshalb es üblich geworden ist[61]), die Temperaturen des kältesten und wärmsten Monats einander gegenüberzustellen, indem man die Orte gleicher Wärmeschwankung durch sog. Isoamplituden verbindet (Atlas, Taf. 7).

Als äquatoriales Klima[62]) bezeichnen wir ein solches, in dem die Jahresschwankung 5 ° C nicht übersteigt. Ihm gehört noch ein rings um den Erdball verlaufender Gürtel an, der annähernd zwischen den Wendekreisen gelegen sich im äquatorialen Afrika und Amerika beträchtlich verschmälert. Es gibt hier Gegenden, in denen bei einer Mitteltemperatur von 25 °—26 ° die Jahresschwankung wenig von 1 ° verschieden ist[63]).

	Breite	Höhe	Jahr	kältester Mon.	wärmster Mon.	Unterschied
Quito .	0° 14′ S	2850 m	12°,6	12°,4 (Nov.)	12°,8 (Febr.)	0°,4
Batavia.	6° 11′ S	7 m	26°,0	25°,4 (Febr.)	26°,5 (Mai)	1°,1
Manila .	10° 35′ N	14 m	26°,8	25°,0 (Jan.)	28°,6 (Mai)	3°,6

Rasch steigt dann polwärts die Jahresschwankung in den übrigen tropischen Gebieten der Erde von 5 ° auf 10 ° und gelegentlich bis zu 15 °. Aber dies ist im Verhältnis zu der Steigerung in den eigentlichen Kontinentalgebieten immer noch eine geringe Amplitude. Wo wir uns nämlich von der Küste aus ins Innere der Landflächen begeben, begegnen wir einem Anwachsen derselben. Das Meer übt, zumal wenn der Gebirgsbau der Küsten-

[60]) W. v. Bebber, Die Verteilung der Wärmeextreme über d. Erdoberfläche (Pet. Mitt. 1893, 273, mit drei Karten 1 : 100 Mill. im Äqu.). — [61]) Man spricht daher jetzt selten von Isotheren und Isochimenen oder Linien gleicher Sommer- und Wintertemperatur. — [62]) Supan, Zeitschr. f. wiss. Geogr. I, 1880, 196. — [63]) Die Daten nach Hann, Handbuch d. Klimatologie II_1, 3. Aufl. 1910.

striche den Seewinden leichteren Eingang ins Land gestattet, bis weit ins Innere der Kontinente einen die jahreszeitlichen Gegensätze abstumpfenden Einfluß aus.

Man spricht daher von einem Seeklima und einem Landklima und charakterisiert beide in erster Linie durch die Größe der Jahresamplitude der Wärme. Die letztere überschreitet beim Seeklima nicht den in den Tropen gefundenen Betrag von etwa 5° 15°; ihm gehören nun nicht nur die Ozeane bis in ziemlich hohe Breiten an und mit ihnen die eingeschlossenen Inseln , sondern auch die vorwiegend von Westwinden bestrichenen Küstenländer mittlerer Breiten.

Man verfolge in dieser Hinsicht den Verlauf der Isoamplitude von 15°, die Island berührt und in Europa an der norwegischen Küste entlang streichend den atlantischen Saum Frankreichs und Portugals dem Seeklima zuweist, während vom nordamerikanischen Gegengestade nur Florida abgeschnitten wird. Ebenso gehört nach diesen Grundsätzen die Westküste Nordamerikas bis in polare Breiten dem Seeklima an, wogegen alle asiatischen Inseln nördlich von Formosa beträchtlich größere Jahresschwankungen der Temperatur erfahren.

Bezeichnet man als Übergangsklima dasjenige mit einer Wärmeschwankung von 15° 20°, so gehören diesem im allgemeinen nur schmale Gürtel längs der Außenseite der bisher betrachteten Gebiete an, von Mitteleuropa die westliche Hälfte. Ein eigentliches Landklima (Amplitude: 20° bis 40° C) bildet sich über weite Strecken ausgedehnt nur im Innern der nördlichen Erdteile und in Australien aus, während ihm in den schmal südwärts auslaufenden Kontinenten von Südamerika und Afrika nur kleinere trockene Zentralgebiete angehören. Rasch steigt im Landklima Nordamerikas in der Richtung nach NW. in dem Eurasiens nach O und NO die jährliche Wärmeschwankung auf 25°, 30°, ja 40°, um im Flußgebiet des Mackenzie und mehr noch in Ostsibirien einen exzessiven Grad anzunehmen (exzessives Landklima). Sie erreicht im Gebiet des sibirischen Kältepols an der Lena 60°, ja schließlich selbst mehr als 65°. Diese Extreme werden wesentlich durch die ausnehmend geringe Wintertemperatur hervorgebracht. Die Karte der jährlichen Wärmeschwankung ähnelt in ihrem Linienverlauf stark derjenigen der Januar-Isothermen (Atlas, Taf. 7). Das folgende Beispiel ist aus höherer Breite gewählt[64]).

Orte	Breite	Länge	Jahr	Januar	Juli	Untersch.
Kristiania (25 m)[65] .	59°,9 N	10°,7 O	5°,5	— 4°,5	17°,0	21°,5
St. Petersburg (10 m)	59°,9	30°,3	3°,7	— 9°,3	17°,7	27°,0
Moskau (145 m) . .	55°,8	37°,7	3°,9	— 11°,0	18°,9	29°,9
Tobolsk (105 m) . .	58°,2	68°,2	— 0°,2	— 19°,0	19°,1	38°,1
Jenisseisk (85 m) . .	58°,4	92°,1	— 2°,2	— 23°,4	19°,4	42°,8
Jakutsk (100 m) . .	62°,0	129°,7	— 11°,0	— 43°,3	19°,0	62°,3
Werchojansk (100 m)	67°,6	133°,4	— 16°,3	— 50°,5	15°,4	65°,9

§ 236. Durchschnitts- und Normaltemperaturen. Aus den Karten der Jahresisothermen läßt sich die mittlere Temperatur einer größeren Anzahl von gleichabständigen Punkten auf den einzelnen Breitenparallelen oder den Meridianen mit leidlicher Sicherheit berechnen, z. B. für die 36 Schnittpunkte jedes 10., 20., 30. . . . Meridians mit diesen Parallelen. Nimmt man aus diesen

[64]) Die Daten nach Hann, Handb. d. Klimatologie, 3. Aufl., II_2, 1911. —
[65]) Die Angabe —4°,5 bezieht sich bei Kristiania auf den Februar.

Werten das Mittel, so erhält man — im Gegensatz zu den früher aus Bestrahlung und Absorption usf. abgeleiteten theoretischen Ziffern — die jenen Linien tatsächlich zukommende durchschnittliche oder mittlere Wärme[66]). Es hat nun seit Bekanntwerden etwas größerer Beobachtungsreihen nicht an Versuchen gefehlt, mathematische Formeln aufzustellen, welche die gesetzmäßige Abhängigkeit der Temperatur von den maßgebenden Faktoren wie vor allem von der geographischen Breite, dem jeweiligen Verhältnis von Land und Wasser in der betreffenden Breite u. a. m. zu berechnen gestatteten[67]). Den Prüfstein ihrer Brauchbarkeit gibt der Vergleich mit den Beobachtungen aus einzelnen Orten oder auch mit den oben geschilderten Durchschnittstemperaturen ab. Im Gegensatz zu letzteren kann man diese nach einer Formel berechneten Werte als Normaltemperaturen bezeichnen. Für unsere Zwecke möge der Hinweis genügen, daß dieser übrigens mühevolle Weg vor allem dazu dient, Mitteltemperaturen einzelner Erdgürtel und ganzer Halbkugeln zu berechnen.

Bleiben wir jedoch zunächst bei den Durchschnittstemperaturen[68]) der einzelnen Parallelkreise für das Jahr stehen unter Vergleich mit der Land- und Wasserverteilung (S. 269)

Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Nord-H.	25°,9	26°,1	25°,6	20°,3	14°,0	5°,8	−1°,1	−10°,7	−18°,1	−22°,7
Süd-H.	25°,9	25°,0	22°,7	18°,5	11°,8	5°,9	−3°,5	−12°,8	−20°,6	−25° (?)
N − S =	—	+1°,4	+2°,9	+1°,8	+2°,2	−0,1	+2,4	+2°,1	+2°,5	+2°,3

so ergibt sich, daß nicht der Äquator, sondern der 10° N die wärmste Breitenparallele ist. Längere Zeit glaubte man, daß die um 1° bis 2° größere Wärme der Nordhalbkugel nur etwa bis zum 50° Br. reiche, daß von da an die süd-

[66]) Mit Recht betont Precht (Neue Normaltemperaturen, Meteorol. Zeitschr. XI. 1894. 81), daß jenen Werten, die durch Mittelberechnung der Temperatur gleichabständiger Punkte gewonnen und zuerst von Heinr. Dove (1852, Die Verteilung der Wärme an der Erdoberfläche) als „Normaltemperaturen der Breitenkreise" eingeführt sind, besser der Name von Durchschnittstemperaturen zukomme. Man bezeichnet sie daher jetzt auch als „Mittlere Temperaturen der Breitenkreise". — [67]) Über die älteren Versuche s. E. E. Schmid, Lehrb. d. Meteorol., 1860. 201 ff. Anschaulich findet der Anfänger das Verfahren bei Ed. Schmidt, Lehrb. d. math. u. physik. Geogr., Göttingen 1830, II, 356 ff., dargestellt und an einfachen Beispielen (auch hinsichtlich der Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate) erläutert. Die Forbessche Formel (Trans. Edinb. R. Soc. XXII, 1861), die zuerst das Verhältnis von Wasser und Land mit hineinzieht (s. Hann, Klimatologie 1883, 134) ist von Spitaler zweckmäßig abgeändert, dessen Abhandlung (Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Denkschr. der k. Akad. Wien, Math.-naturw. Kl. LI, 1886) klare Entwickelungen gibt. Spitaler legte die Entwürfe der Hannschen Isothermenkarten, die 1891 erschienen, zugrunde. Die neueren Buchanschen Karten im Challenger Report haben Batchelder (American Meteorol. Journal 1894, s. Auszug in Met. Zeitschr. XI. 1894. [60]), C. L. Madsen (Thermo-geographical Studies, Copenhagen 1897) und F. Hopfner (Die thermischen Anomalien a. d. Erdoberfl., Pet. Mitt. 1906) zu gleichen Berechnungen benutzt. Normaltemperaturen im engeren Sinne des Wortes, aus der Sonnenbestrahlung abgeleitet, berechnete außer Angot (Anm. 22) und A. Precht (s. vor. Anm.), allerdings unter der imaginären Voraussetzung, daß Land und Wasser in allen Zonen gleich verteilt sei) auch Zenker (Der thermische Aufbau der Klimate aus den Wärmewirkungen der Sonnenstrahlung und des Erdinnern, Halle 1895; (vgl. Ref. in Meteorol. Zeitschr. XIII, 1896, [25]). — [68]) Die obigen Zahlen entsprechen zwischen 50° N und 50° S Spitalers Berechnungen, welche auch Meinardus (Scobels Handb. 1909, 74) beibehält. Bisher hatten wir mit Hann das Mittel aus Spitalers u. Batchelders Berechnungen genommen, doch hält Hann die letztern für die Tropen für zu hoch. Die Zahlen für 60°—90° N nach Mohn (Met. Z. 1906, 47), die Zahlen für 60°—90° S nach Meinardus (a. a. O.).

liche Halbkugel wärmer sei, was man auf die temperaturerhöhende Wirkung der ausgedehnten Meeresfläche im S, die sich im Winter nicht so stark abkühle als die großen Kontinentalmassen im N, zurückführte. Die Ansicht ist aber durch die neuern antarktischen Forschungen, wie es scheint, widerlegt. Es tritt nur südlich des 40° S eine Ermäßigung des Unterschiedes beider Halbkugeln ein, vom 60° an dürfte die Antarktis aber erheblich kälter als die Arktis sein.

Etwas anders verhält es sich, wenn man jeweils die wärmsten und kältesten Monate gegenüberstellt (Durchschnittstemperaturen)[69]):

Breite . . .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Nord-H. (Juli)	[25°,5]	26°,7	28°,1	27°,4	23°,8	18°,1	14°,1	7°,3	2°,0	—1°,0
Süd-H. (Jan.)	[26°,2]	25°,9	25°,5	22°,9	16°,1	8°,4	2°,8	—1°,3	—4°,3	—6°,0
N — S	—	0°,7	+0°,8	+2°,6	+4°,5	+7°,7	+9°,7	+11°,3	+8°,6	+6°,3	+5°

Im wärmsten Monat ist also die nördliche Halbkugel in allen Breiten wärmer als die südliche, und in mittlern und höhern Breiten, wo sich im N die Landflächen breit ausdehnen, während sie sich im S zuspitzen, sogar sehr erheblich. Aber wie aus der folgenden Zusammenstellung[69]) hervorgeht,

Breite . .	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Nord (Jan.)	[26°,2]	25°,7	21°,7	13°,9	3°,9	—7°,2	—16°,1	—26°,3	—32°,2	—41°,0
Süd (Juli)	[25°,5]	24°,0	20°,5	15°,3	9°,7	3°,3	—10°,6	—22°,0	—28°,7	—33°,3
N—S =	+0°,7	+1°,7	+1°,2	—1,4	—5°,8	—10°,5	—5°,5	—4°,3	—3°,5	—7°,7

reicht in der kalten Jahreszeit die höhere Lufttemperatur der nördlichen Halbkugel nur bis an den 30° Br. heran. Von hier an ist die südliche Halbkugel im Winter erheblich wärmer als die nördliche.

Faßt man die Zahlen in einem Gesamtbild zusammen, so haben die neuesten Beobachtungsergebnisse in den antarktischen Regionen die Vermutung derjenigen bestätigt, welche für eine niedrigere Mitteltemperatur der Südhalbkugel eintraten. Man findet[70]) 15°,1 C für die Nord- und 13°,4 für die Südhalbkugel, die hiernach um $1\frac{3}{4}$° kälter als die erstere wäre. Und an diesem Verhältnis ist nicht allein die Wirkung der größern Landbedeckung in N schuld, sondern, wie früher gezeigt (S. 520), sind hier auch die Meere durchschnittlich wärmer. Dieselben Gesetze, wie sie sich aus obigen Übersichten für die einzelnen Breitenkreise hinsichtlich der Jahreszeiten ergeben, sprechen sich auch in den Mittelzahlen für die Halbkugeln aus. Die Nordhalbkugel[70]) ist im Juli (22°,4) um etwa 5° wärmer als die südliche im Januar (17°,4), aber für Januar hat man bei ersterer nur + 7,8, bei der Südhemisphäre dagegen für Juli + 10°,3 gefunden. Auch die ganze Erde hat ihren Sommer und ihren Winter, welche mit den entsprechenden Jahreszeiten der Nordhalbkugel deshalb zusammenfallen, weil sich zu dem warmen

[69]) Bis 50° Br. nach Spitaler, von 60—90° wieder nach Mohn bezw. Meinardus. — [70]) Vergl. Hann, Lehrb. d. Meteorol., 3. Aufl. 1915, 143. Die obigen Zahlen sind nach den voranstehenden Angaben für die einzelnen Breitenkreise berechnet, indem das Mittel aus den Mitteltemperaturen je zweier Breitenkreise mit der Differenz der Sinus der zugehörigen Breiten multipliziert und das Produkt als mittlere Temperatur der entsprechenden Breitenzone angesehen ward; z. B. halbes Jahresmittel für 10° und 20° N (s. o.) = $(26°,4 + 25°,6) : 2 = 26,0$ und sin 20° — sin 10° = 0,1684, also $26,0 / 0,1684 = 4,378$; sin φ — sin φ' gibt stets die relative Fläche der Zone zwischen den Breiten φ und φ' für den Radius der Erde = 1.

Sommer der nördlichen Kontinentalmassen der verhältnismäßig milde Winter der Südhalbkugel gesellt. Die Erde hat im Juli etwa + 16°,3, im Januar + 12°,6 C Mitteltemperatur, während sich ihre mittlere Jahrestemperatur auf 14°,2 stellt[71]).

Man darf nicht vergessen, daß alle diese Zahlen erste Annäherungswerte sind. Um 1900 nahm man die mittlere Temperatur der Erde noch zu 15° an.

§ 237. Thermische Anomalie. Vergleicht man die mittleren Temperaturen eines Ortes mit der ihm nach seiner Breitenlage zukommenden Durchschnittstemperatur, so läßt sich in knappen Ziffern aussprechen, ob er gegen diese zu warm oder zu kalt ist. Die größten Abweichungen (Anomalien) erreichen im Januar nicht weniger als ± 25° C. Über dem Europäischen Nordmeer (westlich der Lofoten) zeigt die Luft im Januar 0°, während dem 70° Br. eine Januartemperatur von — 26°,3 (s. o.) zukommt. Und in Jakutsk sinkt sie auf — 40°,9, während man für 62° Br. etwa — 17°,9 rechnen kann. Verbindet man die Orte gleichgradiger Abweichung durch Linien — Isanomalen[72]) —, so lassen solche Karten auf einen Blick erkennen, daß ausgedehnte, zusammenhängende Gebiete der Erde durch verhältnismäßig große Wärme bevorzugt, andere wesentlich zu kalt sind. Den ersteren schreibt man eine positive, den anderen eine negative Anomalie zu.

Zu den Gebieten mit kalten Wintern und heißen Sommern (negative Anomalie im Winter, positive im Sommer) gehören die Landflächen mit starker Temperaturschwankung, nämlich das Innere von Asien, Nordamerika und Nordafrika. — Kleiner sind die Gebiete mit kalten Wintern und kühlen Sommern (negative Anomalie im Winter und Sommer); Westküsten Afrikas und Südamerikas, die Nordostspitze Asiens, sowie Nordostamerika nebst dem arktischen Archipel. — Zu den bevorzugten Gebieten mit positiver Anomalie, nämlich mit milden Wintern und warmen Sommern rechnen wir in erster Linie Europa, weiter Vorder- und Hinterindien, Zentralamerika und den Nordosten der Vereinigten Staaten. — So bleiben als Gebiete mit zwar milden Wintern aber kühlen Sommern einige Gegenden im Seeklima wie England und die pazifische Küste Nordamerikas übrig.

§ 238. Das Höhenklima. Es ist bereits von der Abnahme der Temperatur mit der Erhebung über den Meeresspiegel gesprochen (§ 233). Was die jährliche Schwankung betrifft, so zeigt sich kein geringer Unterschied zwischen dem Bergklima im engeren Sinne und demjenigen von breiteren Hochflächen. Dort treten die Bergwände und freieren Bergspitzen den tiefer gelegenen Hohlformen der Täler gegenüber, welche letzteren die oben ab-

[71]) Im J. 1902 hat W. v. Bezold vorgeschlagen, derartige Mittelwerte anstatt für die gleichabständigen (wie oben), also ganz verschieden große Zonen einschließenden Breitenkreise lieber für solche Breitenkreise zu berechnen, welche Zonen von gleichem Flächeninhalt begrenzen. J. Hann hat hieraus dann die Mitteltemperaturen (und andere klimatische Werte) für die so begrenzten (20) gleich großen Kugelzonen berechnet. Das Endergebnis für die Halbkugeln und die Gesamterde ist nach dieser Berechnung auf Grund gleichflächiger Zonen fast ganz das gleiche, wie das nach der ältern müheloseren Methode (s. Näheres in Met. Zeitschr. 1902, 260—269). — [72]) Die Isanomalen hat Heinrich Dove eingeführt (1851). Neue Karten entwarf Spitaler (Pet. Mitt. 1887, Taf. 20 für das Jahr, 1889 für Januar und Juli in 1 : 100 Mill.); in Hanns Lehrb. d. Meteorologie sind aus dem Mittel der Spitaler-Batchelderschen Werte neue, von Köppen konstruierte Kärtchen (Maßst. im Äqu. 1 : 220 Mill.) enthalten. F. Hopfner hat seit Dove zum ersten Male wieder Isanomalenkarten für die einzelnen Monate berechnet und auf Karten. 1 : 200 Mill. im Äqu., verzeichnet (Pet. Mitt. 1906).

gekühlten und damit schwer gewordenen Luftmassen aufnehmen, ohne daß diese alsbald einen Ausweg finden (S. 572). Daher die Kühle der Talböden bei Nacht und ihre beträchtliche Winterkälte, besonders wenn sie gegen die herrschenden Windrichtungen abgeschlossen sind.

Das Bergklima kennzeichnet sich durch geringe Jahresschwankung, hervorgerufen durch kühle Sommer und milde Winter. Für einzelstehende Gipfel sind die aufsteigenden Luftströme die wesentlichste Wärmequelle; in größeren Gebirgen wirkt die gesamte Massenausstrahlung temperaturerhöhend mit. Das tritt auch innerhalb der Hochgebirge durch das Heraufrücken der Wald- und Schneegrenze in den Regionen der Massenerhebungen zutage, wo die klimatische Begünstigung in der nicht unwesentlich höheren Mittagstemperatur während des größten Teils des Jahres begründet zu sein scheint[73]). Im Winter läßt die größere Reinheit und Trockenheit der Höhenluft im Gebirge (im Gegensatz zur winterlichen Luft des Flachlandes) eine weit intensivere Bestrahlung der Bergstationen zu. Darauf beruht der Vorzug der Winterkurorte mancher Hochgebirge. Die Luft nimmt dort am Tage bei direkter Sonnenbestrahlung oft mitten im Winter sommerliche Wärme an. Die langandauernde Schneedecke, einerseits die Ausstrahlung des Bodens mildernd, wird selbst zur Wärmequelle, indem sie einen höheren Temperaturgrad zu besitzen pflegt als die umgebende Luft.

In mittleren Breiten wird also auf Bergen die jährliche Wärmeschwankung im allgemeinen mit der Höhe geringer. Die folgenden Punkte liegen fast unter gleicher Breite (meist aus 1864—1900[74]).

	Höhe	Jan.	Juli	Diff.
Theodulpaß (13 Mon.) . . .	3300 m	— 13°,0 (Febr.)	— 1°,0 (Aug.)	14°,0
Gr. St. Bernhard	2480	— 8°,5	6°,7	15°,2
Simplon (11 J.)	2016	— 6°,7	10°,0	16°,7
Brieg (zum Vergleich) . . .	678	— 2°,5	19°,0	21°,5

Wie viel mehr aber die Luftwärme freier Bergspitzen dem Seeklima mit seinen geringeren Gegensätzen gleicht als die abgeschlossener Täler, zeigt die folgende Gegenüberstellung (aus 1881—1900):

	Höhe	Jan.	Juli	Diff.
Rigi-Kulm	1785 m	— 4°,5	9°,9	14°,4
Sils-Maria (im Engadin) . .	1810 m	— 8°,1	11°,2	19°,3

Die oben geschilderte Eigenschaft der Gebirgstäler bedingt nicht selten eine völlige Temperaturumkehr nach oben, so daß die an den Berglehnen gelegenen Orte ein milderes Klima besitzen als die auf der Talsohle. Dieser Umstand erklärt uns die sonst auffallende Tatsache, warum auf zahlreichen breiten und feuchteren Talböden die Ansiedelungen spärlicher auftreten als an den schwerer zugänglichen Talwänden.

Auf Plateauflächen treten andere Verhältnisse hervor; hier findet die aus der Tiefe aufsteigende Luft keinen Zugang, um allgemein temperaturerhöhend zu wirken. Die Dünne und Trockenheit der über den Hochflächen ausgebreiteten Atmosphäre bedingt starke und rasche Bestrahlung des

[73]) A. de Quervain, Die Hebung der atmosphärischen Isothermen in den Schweizer Alpen u. ihre Beziehung zu Höhengrenzen (Beitr. z. Geophysik VI, 1904, 481—533 mit Kärtchen). — [74]) J. Mauer, R. Billwiller u. Cl. Heß, Das Klima der Schweiz, 2 Bde., Frauenfeld, 1909.

Bodens, aber ebenso schnelle Wiederausstrahlung. Wolken und Schneedecken mildern in weit geringerem Maße. Der hohe Betrag der täglichen Temperatursprünge auf allen Plateauflächen beleuchtet diese Verhältnisse. Die jährliche Temperaturschwankung nimmt daher hier weit langsamer mit der Höhe ab als im Bergklima, ja sie ist zuweilen größer als im benachbarten Tieflande oder auf noch höheren Berggipfeln.

	Breite	Höhe	Jahr	Kältester M.	Wärmster M.	Diff.
Veracruz (5 J.)[75]	19°,2	15 m	25°,2	21°,6 (Dez.)	27°,6 (Juli)	6°,0
Mexiko (19 J.)[75]	19°,4	2280 m	15°,5	11°,9 (Dez.)	18°,3 (Mai)	6°,4

Es empfiehlt sich, aus Tafeln möglichst langjähriger Temperaturmittel für alle oben betrachteten Verhältnisse weitere Einzelbeispiele unter Berücksichtigung der Ortslage zu suchen.

II. Luftdruck und Winde.

§ 239. Einleitung. Die örtlich und zeitlich sehr verschiedene Erwärmung des leicht beweglichen Elements der atmosphärischen Luft ist die Grundursache aller Luftströmungen. Auch hier können wir wie bei den Bewegungen des Meerwassers jene fast unmerklich vor sich gehenden, langsamen Verschiebungen von Luftmassen, die wesentlich nur in vertikaler Richtung sich geltend machen, von den raschen horizontalen Fortbewegungen oder „Winden" unterscheiden, deren Druck wir unmittelbar empfinden oder deren Vorhandensein wir an anderweitigen, durch sie in Bewegung gesetzten Gegenständen durch Auge und Ohr erkennen.

Seit den ältesten Zeiten hat sich die Schiffahrt die Kraft des Windes zunutze gemacht und den Wechsel der Richtungen beobachtet. Es scheint bei allen Völkern üblich gewesen zu sein, den Wind nach der Richtung, aus welcher er bläst, zu benennen. Bei den Mittelmeervölkern haben die Windrichtungen zur schärferen Einteilung des Horizonts geführt (§ 27). Über gewisse, regelmäßig wechselnde Winde wie Land- und Seewinde oder die im Jahre einmal wechselnden Monsune im indischen Ozean war man sich schon im Mittelalter klar. Andere wichtige Windgebiete mit ständig oder vorwiegend aus gleichen Richtungen wehenden Luftströmungen wie besonders den Passaten sind seit dem Zeitalter der Entdeckungen erreicht und in ihrem Herrschaftsbereich allmählich festgelegt. Auch einige ihrer Ursachen sind erkannt; aus mühsamen Aufzeichnungen der Windfolge sind einzelne Drehungsgesetze gefunden, die für beschränkte Regionen Geltung haben. Aber in ein richtiges System hat man sie doch erst zu bringen vermocht, seit man sich lossagte von der ausschließlichen Betrachtung der untern, über den festen Erdboden hinstreichenden Luftströmungen und der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre nachspürte. Eines der wichtigsten Mittel dazu war die kartographische Niederlegung der Luftdruckverteilung auf der Erdoberfläche. Das Barometer, der Luftdruckmesser, das früher wesentlich nur als Höhenmesser Bedeutung für die Geographie hatte, ward zum wichtigsten Instrument für die Untersuchung der Vorgänge in der gesamten Atmosphäre. Man fand die sog. barischen Windgesetze (§ 242). Erst in neuerer Zeit mehren sich die Versuche, in Höhenstationen, durch Ballonfahrten und Wolkenbeobachtungen die Vorgänge in den höheren und höchsten Luftschichten zu erkennen; zu-

[75]) Hann, Handb. d. Klimatologie II_2, 1911, 321.

gleich sind die theoretischen Erörterungen über den Gesamtkreislauf der Luft als oberste Ursache der gesetzmäßig auftretenden Luftbewegungen von neuem in Fluß gekommen. Sie haben vielfach zu wesentlich andern Anschauungen geführt, als man sie noch vor wenigen Jahrzehnten hatte. Nicht unzweckmäßig führt die Frage der barometrischen Höhenmessung in diese Betrachtungen ein.

§ 240. Die barometrische Höhenmessung[76]). Wir gingen bei Bestimmung der Höhe der homogenen oder der reduzierten Atmosphäre (S. 553) von der Erfahrung aus, daß eine Quecksilbersäule von 760 mm Höhe am Meeresspiegel dem Druck der gesamten Atmosphäre die Wage hält und unter normalen Verhältnissen, welche vollkommen trockene Luft und eine Temperatur von 0° C voraussetzen, 1 mm Quecksilber eine Luftsäule von 10 m,5 trägt. Wäre die Luft nun überall gleich dicht oder schwer, so müßte der Luftdruck proportional mit der Höhe abnehmen. Die barometrische Höhenstufe wäre dann konstant, wie wir sie bei der thermischen (S. 572) annahmen. Indessen zeigen uns Überlegung und Erfahrung, daß dies keineswegs der Fall ist. Die Luft ist in größern Höhen weit dünner, als in den untern, stark durch Druck von oben belasteten Luftschichten. Ein Kubikmeter gleich temperierter Luft wiegt in größern Höhen weniger als in tiefern und warme Luft wiegt in derselben Höhe gemessen weniger als ein gleicher Raumteil kalter Luft. Nach allem diesen muß also der Luftdruck langsamer nach oben abnehmen, als die Höhen zunehmen.

Das Gesetz dieser Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe zu finden, ist nun das Bemühen zahlreicher Forscher gewesen, seit 1648 Pascal zuerst im Barometer ein Instrument zur Höhenmessung erkannte und den Puy de Dôme in Südfrankreich ersteigen ließ, um eine beträchtliche Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe festzustellen. Nachdem der Franzose Mariotte 1679 sein bekanntes Gesetz aufgestellt, daß die Dichte der Gase bei gleichbleibender Temperatur sich proportional dem Druck, dem sie ausgesetzt sind, ändert, hat der Engländer Halley schon 1686 das Hauptgesetz gefunden, daß wenn die Höhen in arithmetrischer Progression zunehmen, die Luftdruckabnahme in geometrischer Progression erfolgt.

Es mag dies durch folgendes Beobachtungsergebnis aus gleichen Höhenstufen erläutert werden, wobei wir annehmen wollen, daß an den abgelesenen Barometerständen bereits die unten zu besprechenden Korrektionen angebracht sind.

Höhe	Barometerstand in Millimetern
$h_1 = 0^m$	$B_1 = 760$
$h_2 = 100^m$	$B_2 = 750{,}_5 = 760 \left(\frac{750{,}_5}{760}\right)^1$
$h_3 = 200^m$	$B_3 = 741{,}_1 = 760 \left(\frac{750{,}_5}{760}\right)^2$
$h_4 = 300^m$	$B_4 = 731{,}_9 = 760 \left(\frac{750{,}_5}{760}\right)^3$

[76]) R. Rühlmann, Die barometrische Höhenmessung, Leipzig 1870, mit wertvoller Geschichte derselben; Schreiber, Handb. der barometr. Höhenmessungen, Weimar 1877; Jordan, Handb. d. Vermessungskunde II, 4. Aufl., 1893, Kap. XII, sowie in betreff der praktischen Durchführung barometrischer Höhenmessungen Jordans Beitrag zu Neumayers Anleitung, 2. Aufl., 1888, I, 78—113; Hann, Lehrb. d. Meteorol. 1901. 774—792.

In mathematischer Formel lautet obiges Gesetz, wenn h_1 und h_2 allgemein die Seehöhen, B_1 und B_2 die Barometerstände in der untern und obern Station, k eine noch zu bestimmende Konstante bedeuten (e ist die Basis des natürlichen Logarithmensystems $= 2{,}_{7183}$ — das Minuszeichen deutet die Abnahme des Luftdruckes bei zunehmender Höhe an) wie folgt:

$$\frac{B_1}{B_2} = e^{-\frac{(h_1 - h_2)}{k}} \quad \text{oder} \quad h_2 - h_1 = k.\ (\log \text{nat}\ B_1 - \log \text{nat}\ B_2) \qquad (1)$$

Nicht also die Differenz der Luftdrücke (Barometerstände), sondern die Differenz ihrer Logarithmen ist proportional dem Höhenunterschiede. Man hat nun gefunden, daß k gleich dem Verhältnis des Luftdrucks am Meeresspiegel (p_0) zur Dichte der Luft daselbst ($\varrho_0 = 0{,}_{0012931}$) unter normalen Verhältnissen, bezogen auf Quecksilber (Dichte $= 13{,}_{596}$) ist, also

$$k = \frac{p_0}{\varrho_0} = 0^{\text{m}},_{760} \cdot \frac{13{,}_{596}}{0{,}_{0012931}} = 0^{\text{m}},_{760} \cdot 10515 = 7991^{\text{m}},$$

oder gleich dem, was wir früher die Höhe der reduzierten Atmosphäre nannten (S. 553). Demnach geht (1) über in

$$h_2 - h_1 = 7991^{\text{m}}\ (\log \text{nat}\ B_1 - \log \text{nat}\ B_2).$$

Da wir mit Briggschen Logarithmen zu rechnen pflegen, so haben wir rechts durch den Modul des natürlichen Systems M ($= 0{,}_{43429}$) zu teilen oder mit $2{,}_{30259}$ zu multiplizieren, wonach

$$h_2 - h_1 = 7991 \cdot \frac{1}{M} \cdot \log \frac{B_1}{B_2} = 7991 \cdot 2{,}_{30259} \cdot \log \frac{B_1}{B_2}$$

ist. Wenn man beide Faktoren vereinigt, wird die Grundformel barometrischer Höhenmessung:

$$h_2 - h_1 = 18400 \cdot \log \frac{B_1}{B_2}, \qquad (2)$$

worin 18400 den Namen der barometrischen Konstante hat[77]).

Die Korrektionen. Diese Grundformel gilt freilich nur unter vier verschiedenen Voraussetzungen, daß erstens die mittlere Temperatur der Luftsäule zwischen beiden Stationen $= 0^0$ und daß zweitens letztere vollkommen trocken sei. Ferner ist sie streng genommen nur für 45^0 Br. gültig und vernachlässigt viertens auch den Einfluß der Schwereänderung mit der Höhe über dem Meeresspiegel. Aus diesen Gründen ist an der Grundformel eine vierfache Korrektion anzubringen, in Gestalt von vier Faktoren, deren Hinzufügung ihr eine etwas verwickelte, aber doch leicht verständliche Form gibt, sobald man sich die Bedeutung jedes einzelnen Faktors vergegenwärtigt. Wir wollen sie daher in mehr übersichtlicher, als rechnerisch einfachster Weise vorführen:

$$h_2 - h_1 = 18400 \log \cdot \frac{B_1}{B_2} \left[1 + 0{,}_{004} \frac{t_1 + t_2}{2}\right] \times \left[1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{1}{2}\left(\frac{e_1}{B_1} + \frac{e_2}{B_2}\right)\right]$$
$$\times \left[1 + 0{,}_{00265} \cdot \cos 2\varphi\right] \times \left[1 + \frac{2}{R} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2}\right] \qquad (3)$$

1. Die Temperatur-Korrektion des ersten Faktors ist weitaus die wichtigste. In ihr bedeutet t_1 und t_2 die Lufttemperatur in beiden Stationen, deren Mittel mit dem Ausdehnungskoeffizienten der Luft (α) für $1^0\,\text{C} = {}^1/_{273} = 0{,}_{00367}$ oder rund $0{,}_{004}$ multipliziert werden muß. Es entspricht dies dem Gay-Lussacschen Gesetz,

[77]) Es ist hier nicht der Ort, auf die feineren Umformungen und Korrektionen der barometrischen Höhenformel einzugehen. Es mag genügen, hinsichtlich der mehrfach angewandten Konstante 18429 auf Hann, Die Verteilung des Luftdrucks in Mitteleuropa (Pencks Geogr. Abh., II, Wien 1887, 96) zu verweisen. —

daß bei konstantem Druck das Volumen der Luft sich proportional der Temperatur vergrößert: $v = v_0 (1 + \alpha . t_2)$. Zieht man, wie vielfach geschieht, diese Temperaturkorrektion mit in die barometrische Grundformel, so lautet sie, wenn t die Mitteltemperatur zwischen der obern und untern Station ist,

$$h_2 - h_1 = 18400 . \log \frac{B_1}{B_2} . (1 + \alpha . t) \qquad (4)$$

2. Im zweiten Faktor der Gleichung (3) bedeutet e/B das Verhältnis des jeweiligen Dampfdrucks (§ 246) zum Luftdruck. Nennt man δ das spezifische Gewicht des Wasserdampfes (bezogen auf Luft = $0{,}_{622}$ oder rund $^5/_8$), so ist das Mittel aus e/B an beiden Stationen mit $1 - \delta = {}^3/_8$ (genauer $0{,}_{378}$) zu multiplizieren.

3. Der dritte Faktor enthält die Schwerekorrektion nach der Breite. Man reduziert hierbei stets auf die mittlere Breite von 45°, nicht auf den Äquator nach der Formel[78]): $d\,\varphi = 9{,}_{806} (1 - 0{,}_{00265} \cos 2\,\varphi)$.

4. Der letzte Faktor in Gleichung (3) gibt die Schwerekorrektion für die Höhe über dem Meeresspiegel entsprechend der Reduktion der Pendellänge auf letztern (S. 109). Als Erdradius R kann man den mittleren = 6370000 m einsetzen. Man besitzt Tabellen für alle diese Korrektionsfaktoren[79]).

Da die drei letzten Faktoren innerhalb ziemlich weiter Gebiete nur unbedeutende Abweichungen ergeben, kann man für das Verhältnis e/B, für die Breite φ und für die Mittelhöhe $(h_1 + h_2) : 2$ feste Werte annehmen und den numerischen Betrag gleich mit der Barometerkonstante vereinigen. So würde z. B. für Mitteleuropa, wo $\varphi = 50°$, der Dunstdruck $e = {}^1/_{100}$ des Luftdrucks, die mittlere Höhe der Erhebungen = 500 m angenommen werden könnte, die vereinfachte Formel, die aber nach oben nur für die deutschen Mittelgebirge Geltung hätte, lauten[80]):

$$h_2 - h_1 = 18400 \log . \frac{B_1}{B_2} \left(1 + 0{,}_{004} . \frac{t_1 + t_2}{2}\right) \left(1 + \frac{6}{1600}\right) (1 - 0{,}_{00046}) (1 + 0{,}_{00016})$$

$$h_2 - h_1 = 18464 \log . \frac{B_1}{B_2} [1 + 0{,}_{002} (t_1 + t_2)].$$

Die barometrische Höhenstufe oder die Zahl von Metern, um die man sich erheben muß, damit das Barometer um 1 mm sinkt, beträgt für 0° C Mitteltemperatur im Tiefland rund 11 m, steigt aber nach oben, etwa wie folgt:

Höhe	Bar.-Stand	Höhenstufe	Höhe	Bar.-Stand	Höhenstufe
0 m	760 mm	$10{,}^m{}_5$	4000 m	461 mm	$17{,}^m{}_3$
1000	671	$11{,}^m{}_9$	5000	407	$19{,}^m{}_7$
2000	592	$13{,}^m{}_5$	6000	359	$22{,}^m{}_3$
3000	522	$15{,}^m{}_3$	7000	317	$25{,}^m{}_3$

Mit ausreichender Annäherung kann man die Höhenstufe finden, wenn man den jeweilig beobachteten korrigierten Barometerstand in die Höhen-

[78]) Da $\sin^2\varphi = (1 - \cos 2\,\varphi) : 2$, so geht die (abgekürzte) Formel der Zunahme der Schwerebeschleunigung: $9{,}_{780} + 0{,}_{052} . \sin^2\varphi$ (S. 108) über in $9{,}_{780} + 0{,}_{026} - 0{,}_{026} . \cos 2\,\varphi = 9{,}_{806} - 0{,}_{026} . \cos 2\,\varphi = 9{,}_{806} (1 - 0{,}_{00265} \cos 2\,\varphi)$. Der Ausdruck $\cos 2\,\varphi$ ist bekanntlich für $\varphi < 45°$ positiv, wird aber für $\varphi > 45°$ negativ. — [79]) Außer Rühlmann (Anm. 76) s. a. Jordan, Barom. Höhentafeln, 2. Aufl., Stuttgart 1886; Jelineks Anleitung (vergl. S. 552). Abgekürzte Tafeln in zahlreichen physik. Handbüchern. Es ist zu beachten, daß die einzelnen Tafeln oft von etwas verschiedenen Grundwerten ausgehen. Vergl. ferner Hann, Bemerkungen über die Schwerekorrektion bei barometr. Höhenmessungen (Pet. Mitt. 1903, 163. Met. Zeitschr. 1905, 456). — [80]) Jordan a. a. O. 1886; andere Konstanten in Jordan, Barometr. Höhentafeln für Tiefland und für größere Höhen, Hannover 1896; Hann (Luftdruck Mitteleuropas, Anm. 77, 97) verschmilzt nur die Feuchtigkeitskorrektion mit der Konstanten, die dadurch die Form 18429 erhält.

zahl der reduzierten Atmosphäre (rund 8000 m) teilt. So ergibt sich für 4000 m als Höhenstufe $17^{m},_{3}$ (= 8000 : 461).

Will man umgekehrt den Luftdruck kennen lernen, der in einer gewissen Höhe der Luft herrscht, so kann man ihn ausreichend genau durch die Formel bestimmen

$$\log B_2 = \log B_1 - \frac{h_2 - h_1}{18400\,(1 + \alpha \cdot t)} \qquad (5)$$

die sich leicht aus Formel (4) ergibt.

Die Instrumente. Das Quecksilberbarometer bedarf, ehe wir die Ablesungen in die Formeln einführen dürfen, einer Reihe von Korrektionen, die man früher oft noch in die Grundformel einfügte. Es muß die Säule selbst auf 0° C reduziert werden. Bei dem Ausdehnungskoeffizienten des Quecksilbers von $0,_{00018}$ dehnt sich eine 760 mm hohe Säule um 760 $(1 + 0,_{00018} \cdot t)$ aus, wenn t die Temperatur anzeigt, was bei höhern Temperaturgraden bereits mehrere Millimeter ausmacht. Die Schwerekorrektion ist nicht zu vernachlässigen. Das fast 1 Meter lange Sekundenpendel variiert zwischen Äquator und Pol um mehr als 5 mm (S. 108), folglich eine 760 mm lange Quecksilbersäule um 4 mm, eine kürzere entsprechend weniger. Ebenso ist für die Höhe über dem Meere ein kleiner Abzug zu machen. — Das Siedepunktsthermometer beruht auf der Erfahrung, daß bei stärkerm Luftdruck dem Wasser eine größere Wärmemenge zugeführt werden muß, um sich in Dampf zu verwandeln. In größeren Höhen sinkt also die Siedetemperatur. Man mißt diese in einem kleinen Kessel nach einem sehr fein eingeteilten Thermometer. Ein Zehntel Grad Differenz entspricht etwa $2,_{7}$ mm Barometerstand-Differenz. — Das Feder- oder Aneroid-Barometer (d. h. flüssigkeitsloses von νηρός, feucht), 1847 erfunden, mißt den Luftdruck an den feinen Bewegungen einer dünnen Metallmembrane, mit der eine luftleere kleine Metallbüchse luftdicht verschlossen ist. Eine starke Feder, dem äußern Luftdruck das Gleichgewicht haltend, schützt die Membrane vor dem Zusammendrücken, hindert aber nicht eine je nach der Luftdruckänderung erfolgende Höhenänderung derselben. Die letztere wird durch Hebelvorrichtungen im Innern der Umhüllung der Büchse vergrößert und auf einen Zeiger übertragen. Die Einteilung geschieht rein empirisch durch Vergleiche mit einem Quecksilberbarometer. Einer Schwerekorrektion bedarf es beim Aneroid nicht, wohl aber einer Temperaturkorrektion. Der Stand ändert sich für 1° C um $0,_{1}$ mm bis $0,_{2}$ mm.

Die Bemerkungen über die zahlreichen Korrektionen und sonstigen Fehlerquellen sollen an dieser Stelle nur dazu dienen, auf die große Unsicherheit hinzuweisen, an welcher auch heute noch die barometrischen Höhenmessungen besonders mittels des Aneroids leiden. Wo irgend sich die Möglichkeit bietet, muß man dieses mit einem Quecksilberbarometer vergleichen[81]). Für größere Höhen kann man selbst die Zehner in Metern noch nicht verbürgen.

§ 241. Gang und Verteilung des Luftdrucks. Die Isobaren. Die stündlich angestellten Beobachtungen des Barometers ergeben eine geringe tägliche Schwankung des Luftdrucks. Es treten mit großer Regelmäßigkeit zwei Maxima und zwei Minima ein, die zu der Änderung der Lufttemperatur und der Verdunstung während des Tages in Beziehung stehen. Sie gleichen den periodischen Schwankungen von Ebbe und Flut. Wahre Gezeiten des Luftmeeres kann man in ihnen jedoch nicht entdecken[82]).

Aus den täglich fortgesetzten Beobachtungen am Quecksilberbarometer erhält man ebenso wie für die Temperatur Tages-, Monats- und Jahres-

[81]) S. Edw. Whymper, How to use the Aneroid-Barometer, London 1891. — [82]) Hann, Ebbe und Flut im Luftmeer, Berlin 1896. W. Trabert, Theorie d. tägl. Luftdruckschwankung von Margules (Met. Z. 1903, 491—501, 544—63). Hann, Lehrb. d. Met. 1915, 182 ff.

mittel des Luftdrucks für die einzelnen Stationen. Will man ein übersichtliches Bild der Verteilung desselben über größere Flächen oder die ganze Erde gewinnen, so bedarf es dazu einer Reduktion jener Beobachtungsmittel auf das gleiche Niveau[83]).

Man wählt dazu den Meeresspiegel. Vorausgesetzt wird dabei zunächst, daß die wichtige Zurückführung auf die normale Schwere in 45° Br. bereits durchgeführt ist; es müssen uns sog. reduzierte Luftdruckmittel zur Verfügung stehen[84]). Wir bedurfen dann weiter der genauen Bekanntschaft der Höhenlage (h) des Standorts, die in Wahrheit nur in nivellierten Ländern bekannt ist, endlich der der Mitteltemperaturen der Luft (t); und da auch diese auf das Meeresniveau reduziert werden müssen, um die mittlere Temperatur der Luftsäule in Rechnung ziehen zu können, kann man auch das Gesetz der Temperaturänderung mit der Höhe nicht entbehren. Ein Beispiel mag das rohe Verfahren erläutern.

Ist $747.{}_4$ mm das Jahresmittel von Göttingen in 150 m Seehöhe und ungefähr 761 mm der theoretische Luftdruck am Meeresspiegel in gleicher Breite, so teilt man 8000 m durch das Mittel von $(747.{}_4 + 761) : 2 = 754.{}_2$ und erhält $10\,\text{m}.{}_6$ als Höhenstufe für 1 mm Luftdrucksabnahme. Da die mittlere Temperatur ($8°.{}_5$) auf den Meeresspiegel reduziert $9°.{}_{25}$ (§ 234) beträgt, so ist $0.{}_{002}\ (t + t_1) = 0.{}_{002} \times 17.{}_{75} = 0\,\text{m}.{}_{035}$ und demnach die korrigierte Höhenstufe $= 10\,\text{m}.{}_6 + 0\,\text{m}.{}_{035} = 10\,\text{m}.{}_{635}$. Danach ist der Zuschlag für $150\,\text{m} - 150 : 10.{}_{635} = 14.{}_1$ mm. Das Luftdruckmittel Göttingens auf den Meeresspiegel reduziert ist also $747.{}_4 + 14.{}_1 = 761.{}_5$ mm.

Isobarenkarten. Trägt man nunmehr die auf den Meeresspiegel (und die normale Schwere in 45° Br.) reduzierten Werte auf Karten ein, so kann man zwischen diesen nach der Art der Isothermen Linien gleichen Luftdrucks ziehen, die sog. Isobaren. Für die gesamte Erdoberfläche sind Karten der Monatsisobaren nicht vor 1869 hergestellt[85]) und damit beginnt eine neue Epoche der geographischen Meteorologie. Es ist leicht verständlich, daß der Linienverlauf in vielen Geländen ohne geeignete Beobachtungen noch willkürlich ist und der Berichtigung bedarf, aber wichtige Tatsachen kann man bereits den heutigen Karten entnehmen.

Mittlerer Luftdruck. Eine Auswertung dieser Karten in ähnlicher Art, wie dies früher für Bestimmungen der mittlern Lufttemperatur auf der Erdoberfläche (§ 236) angedeutet ist, ergibt, daß der Luftdruck auf der gesamten Erdoberfläche im Jahresmittel, wenn auf den Meeresspiegel reduziert, wenig unter 760 mm zu liegen scheint ($758.{}_1$ mm)[86]). Der wahre Betrag des Luftdrucks freilich, der von der wirklich vorhandenen Luftmasse auf Meeres- und Landfläche mit ihrem verschiedenen Relief ausgeübt wird oder sich über dem mittlern Niveau der physischen Erdoberfläche erhebt, das + 240 m über der mathematischen zu suchen ist (S. 270), dürfte nach den neueren Berechnungen im Jahresmittel von 737 mm wenig abweichen. Dabei ist der auf den Meeresspiegel reduzierte mittlere Luftdruck auf der Nordhalbkugel ($759.{}_7$ mm) größer befunden worden, als auf der Südhalbkugel ($756.{}_8$ mm)[86]), während wir schließen müssen, daß umgekehrt der wahre Luft-

[83]) Hann, Text zum Meteorol. Atlas, Gotha 1891; Abt. I: Herstellung richtiger Isobaren; Luftdruck in Mitteleuropa (Anm. 77). — [84]) Die Vernachlässigung der Schwerekorrektion kann in Mitteleuropa bereits rein scheinbare Luftdrucksunterschiede von 1 — 1½ mm hervorrufen. — [85]) Alex. Buchan, The mean pressure of the atmosphere. (Transactions of the R. Society of Edinburgh, XXV. 1869). — [86]) Hann (Met. Zeitschr. 1902, 268), aus den Mittelwerten für gleichgroße Kugelzonen berechnet. Man ist dabei immer noch auf die Ferrelschen veralteten Mittelwerte des Luftdrucks angewiesen, die für die polaren Gegenden hypothetisch

druck infolge der ausgedehnten Landmassen mit ihren bedeutenden Erhebungen im N nicht unbedeutend geringer sein wird, als auf der Südhemisphäre; dies wird durch eine geeignete Berechnung, die dem wahren mittlern Luftdruck im N eine Höhe von 733,$_5$ mm, im S von 740,$_4$ mm zuweist, in der Tat bestätigt.

Wir gehen bei einer solchen wie stets in diesem Lehrbuch von den früher gewonnenen Grundlagen aus[87]). Danach nehmen auf der Nordhalbkugel die Landflächen 100,$_5$ Mill. qkm, auf der Südhalbkugel (mit dem antarktischen Kontinent) 48,$_5$ Mill. qkm ein. Die mittlere Höhe der ersteren läßt sich auf 750 m schätzen, dann folgt für die letzteren 965 m[88]). Verteilt man diese Überhöhungen über den Meeresspiegel auf die Halbkugelflächen von je 255 Mill. qkm so erhebt sich nördlich des Äquators die allgemeine Basis des Luftmeeres auf 296 m (= [100,$_5$ × 750]: 255), südlich desselben auf 183,$_5$ m (= [48,$_5$ × 965]: 255). Die mittlere barometrische Höhenstufe wird man im N zu 11 m,$_3$, im S in Anbetracht des Umstandes, daß der größte Teil der Landfläche zwischen 0° und 30° S Br. liegt, wohl auch zu 11 m,$_3$ annehmen dürfen. Dann verdrängt jene ideell über die Nordhalbkugel ausgebreitete Schicht eine Luftmasse von 296 : 11,$_3$ = 26,$_2$ mm Druckhöhe, die im S dagegen eine solche von 183,$_5$: 11,$_3$ = 16,$_2$ mm. Hieraus findet sich der oben angegebene wahre mittlere Luftdruck im N zu 759,$_7$ — 26,$_2$ = 733,$_5$ mm, im S zu 756,$_5$ — 16,$_2$ = 740,$_4$ mm. Das Mittel aus beiden Werten (733,$_5$ + 740,$_3$) : 2 entspricht dann den 737 mm des wahren mittlern Luftdrucks für die Gesamt-Erdoberfläche. Man erkennt, wie manche unsichere Werte noch bei solchen Abschätzungen zur Anwendung kommen müssen.

Vergleicht man die Luftdruckverhältnisse beider Hemisphären im Winter und Sommer, so scheint tatsächlich ein Luftaustausch nachweisbar[89]), auf welchen wir aus dem Umstand schließen, daß der Luftdruck auf der Nordhalbkugel im Winter (Jan.) größer ist als im Sommer (Juli). Erreicht der berechnete Unterschied noch nicht 1 mm (0,85 mm), so bedeutet dies doch immerhin schon einen Transport von rund 3 Billionen Tonnen Luftmasse von einer Halbkugel zur andern. Man wird in diesen periodischen Verschiebungen eine der Hauptursachen der Polhöheschwankungen (S. 182) suchen müssen.

Nun hat man[90]) zwar für die Südhalbkugel zwischen 0° und 50° S (= 38,$_3$ % der Erdoberfläche) gleichfalls einen solchen Unterschied des Luftdrucks, natürlich im entgegengesetzten Sinn, gefunden, so daß er dort im Juli (Südwinter) größer ist als im Südsommer (Januar), aber der Betrag dieses Unterschiedes zeigte sich größer als auf der Nordhalbkugel, nämlich zu 2,$_{14}$ mm, demnach auch weit größer als der fragliche Luftaustausch erfordern würde. Denn dieser verlangt nur einen solchen von 1,$_{09}$ mm[91]). Um also den Fehlbetrag des Südsommers von 2,$_{14}$ mm zu

ergänzt werden müssen. Da jedoch jene polaren Gebiete an Fläche stark zurücktreten, übt die Verschiedenheit der Annahmen über den dort bestehenden mittleren Luftdruck auf das Gesamtergebnis geringen Einfluß. Hann nimmt 1915 (Lehrb. 181) für die Südhalbkugel 756 mm,$_8$ gegen früher 756 mm,$_5$ an. — [87]) Hann (a. a. O.) ging früher in betreff der mittleren Höhen der Landflächen von etwas anderen Grundwerten aus, neuerdings (Lehrb. 1915, 181) hat er sich meinen Zahlen angeschlossen. — [88]) Hierbei ist für die Antarktis als Mittelhöhe 2000 m (gegen früher 700 m) angenommen. Vergl. S. 277 unten; Volumen der Landhöhen = 122 200 000 cbkm (S. 278); wenn davon auf die Nordhalbkugel 75,$_4$ entfallen (= 100 500 000 qkm × 750 m, so bleiben für die Landhöhen der Südhalbkugel 46,$_8$ und es sind 46 800 000 cbkm : 48 500 000 qkm = 965 m. — [89]) Der früher von O. Baschin (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. XXX, 1895, 368 ff. und 1907, 246 ff.) und R. Spitaler (Erg.-Heft Nr. 137 zu Pet. Mitt. 1901 mit Karte) unternommene Versuch, die wahren Luftdruckverschiebungen auf beiden Halbkugeln nachzuweisen, ist von W. Meinardus (Die mutmaßliche mittlere Höhe des antarktischen Kontinents; Pet. Mitt. 1909, 304—9, 355—60) u. a. weiter fortgeführt. — [90]) Nach Meinardus (s. vor. Anm.) mit kleinen Abänderungen. — [91]) Aus 50 % : 38°,$_3$ = x : 0°,$_{85}$.

kompensieren, muß angenommen werden, daß auf der Kugelkappe südlich des 50° S im Januar ein beträchtlicher Luftdrucküberschuß von etwa $3{,}_4$ mm vorhanden sei. Für die Zonen von 50°—66½° S kennt man die Luftdruckverteilung noch einigermaßen. Man kann, diese in Rechnung ziehend, das Mehrerfordernis an Luftdruck für den Januar auf die Südpolarkalotte verschieben, wo er allerdings entsprechend der Kleinheit des Flächenraumes ($4{,}_2$ % der Erdoberfläche) in runder Zahl etwa 11 mm betragen müßte. Nun findet sich, wie die vielfachen Beobachtungen während der neueren antarktischen Expeditionen ergeben haben, in jenen polaren Breiten von einem solchen um 11 mm höheren Luftdruck im Januar gegenüber dem Juli im Meeresspiegel tatsächlich nichts. Dieser scheinbare Widerspruch kann daher nur durch die Annahme einer mittleren Landerhebung von ca. 1350 m für die gesamte Südpolarkalotte beseitigt werden. Da südlich des Polarkreises die Antarktis mit 14000000 qkm $^2/_3$ der Kalotte bedeckt und diese als Landerhebung allein in Frage kommen kann, so muß man ihr eine mittlere Erhebung von rund 2000 m ($= 1350 \times {}^3/_2$) geben, die leicht um $\pm$ 200 m falsch sein kann.

Fortan bleiben wir bei dem auf den Meeresspiegel reduzierten Mittel stehen. Aus den Isobarenkarten[92]) für das Jahr und die Gegenmonate Januar und Juli (Atlas, Taf. 7) ergibt sich, daß diese Luftdruckmittel ziffernmäßig sich nicht allzuweit von der Zahl 760 mm entfernen. Im Jahresmittel findet man keine größeren Gegensätze als 770 mm für die Gegenden des höchsten, 745 mm für diejenigen des mindesten Luftdrucks. Für die Julimittel gelten etwa dieselben Grenzen. Größer sind die Unterschiede im Januar für den Nordwinter mit ca. 780 mm im Innern Asiens und für den Südsommer mit ca. 740 mm an der Südgrenze der Ozeane. Als mittlere monatliche Extreme hat man bis jetzt 790 mm (Irkutsk) und 725 mm (Island) gefunden[93]). Viel größer sind selbstverständlich die absoluten Extreme.

Leicht unterscheidet man auf den Karten eine Reihe von Hochdruckgebieten und Tiefdruckgebieten; wir müssen uns sogleich an die relative Bedeutung dieses Ausdrucks gewöhnen. Ein jedes Gebiet ist im Verhältnis zu den benachbarten Gebieten etwas höhern Luftdrucks — und betrage der Unterschied nur wenige Millimeter — ein Hochdruckgebiet mit einem Luftdruckmaximum oder kurz „Hoch" im Innern. Umgekehrt spricht man von einem Tiefdruckgebiet oder einer „Depression", die ein Luftdruckminimum oder ein „Tief" im Kern hat. Durch Farben kann man leicht die Scheidung übersichtlicher machen, wenn man bestimmte Schwellwerte zugrunde legt. Für die Erdkante ist nach obigen Darlegungen 760 mm der übliche Hauptschwellwert (Atlas, Taf. 7).

Neben diesen auf Mittelwerte gegründeten Darstellungen gibt die heutige Wetterkunde in den sog. synoptischen Wetterkarten Bilder der augenblicklichen Luftdruckverteilung (und Windrichtung) für kleinere oder größere Regionen der Erde und bestimmte Tageszeiten. Dies ist in größerem Maßstabe erst ermöglicht durch die telegraphisch täglich in den Wetterwarten eintreffenden Berichte. Nichts ist belehrender, als solche synoptische Karten für aufeinander folgende Tage zu studieren, vor allem auch um die rasche Veränderung der Luftdruckverteilung zu erkennen. Auch diese Karten geben die Daten in üblicher Weise auf den Meeresspiegel reduziert.

[92]) Außer den Hannschen Karten von 1891, welche die Isobaren von 2 mm zu 2 mm geben, liegen im Challenger Report, Physics and Chemistry II, 1889, die Monatskarten Buchans vor; freilich mit Isobaren in engl. Zoll und Linien, ferner die im Atlas von Bartholomew und Herbertson (s. S. 552). — [93]) W. Köppen, Ann. d. Hydr. 1882, 285.

Die Beweglichkeit der Isobaren tritt uns indessen schon aus den Karten hervor, welche die mittlern monatlichen Schwankungen des Luftdrucks darstellen. In den Tropen sich in engern Grenzen ($\pm$ 10 mm) haltend, erreichen diese in mittleren Breiten über den ozeanischen Flächen höhere Beträge als über den Kontinenten besonders in den Wintermonaten; für den nordatlantischen Ozean hat man die Schwankung zu 50 mm festgestellt[94]).

§ 242. Die barischen Windgesetze[95]). 1. Die Verschiebungen der Flächen gleichen Drucks. In der Atmosphäre besteht Gleichgewicht, wenn in allen zur Erdoberfläche parallelen Flächen der gleiche Druck herrscht oder umgekehrt alle Flächen gleichen Luftdrucks einander derart parallel sind, daß sie von der Richtung der Schwerkraft überall senkrecht geschnitten werden. Als Grundursache aller Störungen dieses Gleichgewichtes und demnach aller Luftbewegungen zur Wiederherstellung derselben müssen Temperaturunterschiede zwischen mehr oder minder benachbarten Luftmassen angesehen werden. Die Erwärmung derselben geht, wie wir sahen, vom Erdboden aus (S. 563). Wird eine Erdstelle mehr erwärmt als ihre Umgebung, so dehnt sich die Luftmasse über ersterer aus und, da sie seitwärts größern Widerstand findet, so macht sich die Ausdehnung ganz vorzugsweise nach oben geltend. Die Folge hiervon ist, daß in die einzelnen übereinander liegenden Schichten von unten her mehr Luft hineingedrängt wird, und also der Luftdruck in der Höhe im bestimmten Verhältnis zur Erwärmung und Ausdehnung der darunterliegenden Schichten steigt, während der Luftdruck am Erdboden zunächst noch der gleiche bleibt, da die gleiche Gesamtmasse Luft über ihm lagert.

Die Theorie[96]) ergibt, daß für jeden Grad (Celsius), um den sich die mittlere Temperatur einer Luftschicht erhöht, der Luftdruck in den verschiedenen Höhen wie folgt wächst:

Mächtigkeit	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m	5000 m	6000 m
Barometerstand, Millimeter .	671	590	517	452	407	359
Luftdruckänderung, Millimeter	0,31	0,51	0,71	0,83	0,93	0,99

Es erfolgt mithin über der erwärmten Erdstelle eine allmähliche Hebung der Flächen gleichen Drucks, aber ebenso, wenn sie sich abkühlt, eine Senkung um den nämlichen Betrag. Diese Hebung bedingt weiter ein allgemeines Gefäll der Flächen von den Gegenden höchster Erhebung nach den nicht (oder weniger) gehobenen kühlern Randpartien und damit, wenn man von dem Widerstand der Reibung zunächst absieht, ein Herabgleiten der Luft längs dieser nunmehr ein wenig gegen die Horizontale geneigten Schichten, da die Schwerkraft auf diesen nicht überall mehr senkrecht steht

[94]) S. die Karten der monatl. Schwankungen nach Köppen in Hanns Atlas d. Meteorol., Gotha 1891. — [95]) Für die einleitenden Darlegungen vergl. Hann, Lehrb. d. Meteorologie 1901, 406—411, 3. Aufl. 1915, 418—30. Hann hat die Betrachtungsweise der Hebung Flächen gleichen Drucks zuerst 1897 in die elementare Darstellung der Luftbewegungen eingeführt. — [96]) Die Näherungs-Formel zur Berechnung der Luftdruckzunahme db bei einem auf 0° mittlerer Lufttemperatur reduzierten Barometerstand b in der Höhe h (in Kilometern) und der Temperaturzunahme dt lautet

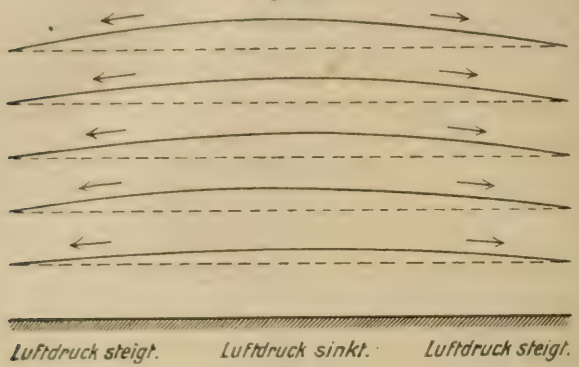
$$db = \frac{b \cdot h}{2184} \cdot dt.$$

und also eine seitliche Komponente erhält (Fig. 89). Trotz einer meist verschwindenden Neigung können durch sie dennoch schon Luftbewegungen von großer Schnelligkeit oder Winde von starkem Druck erzeugt werden.

Die Hebung dieser Flächen gleichen Drucks steht nämlich im direkten Verhältnis zum Ausdehnungskoeffizienten der Luft (für 1° C = $0{,}_{00367}$, S. 555), ebenso zur Mächtigkeit der Schicht und mittlern Temperatur, beträgt also für 1° C

Luftschicht . . .	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m	5000 m	6000 m
Hebung	$3{,}_{7}$ m	$7{,}_{3}$ m	$11{,}_{0}$ m	$14{,}_{6}$ m	$18{,}_{3}$ m	$22{,}_{0}$ m.

Fig. 89.

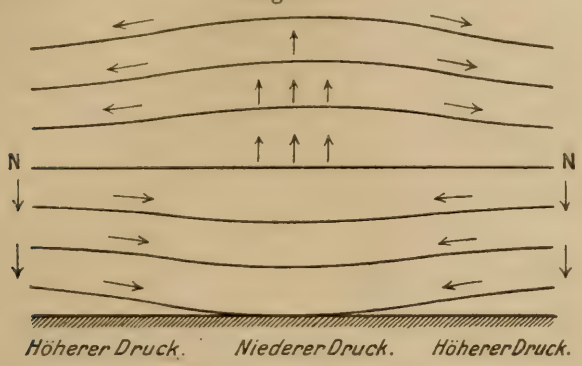


Berücksichtigt man die durchschnittlich sehr große horizontale Ausdehnung solcher Luftschichten gegenüber ihrer geringen vertikalen Hebung, so ist klar, daß der Neigungswinkel der gehobenen oder gesenkten Flächen im allgemeinen ein sehr kleiner sein wird. Steigert sich z. B. die mittlere Temperatur einer 2000 m mächtigen Luftschicht um 10° C (wobei sie in der Regel unten stärker erwärmt sein wird als in der Mitte oder oben), und hebt sich also die obere Grenzfläche in der Mitte um 73 m, so ist das mittlere Gefäll im Abstand von 200 km nur $0{,}_{00036}$ und der mittlere Neigungswinkel (α) nicht größer als 1¼ Bogenminute (tang α = 73 : 200000). Die Geschwindigkeit (v), mit welcher die Luft beim Herabgleiten am Rande der Fläche ankommen würde, berechnet sich (ohne Rücksicht auf den Widerstand der Reibung) aus der Formel $v = \sqrt{2\,g\,.\,h}$. Sie ist also in unserm Falle $= \sqrt{2\,.\,9{,}_{8}\,.\,73} = 37{,}_{8}$ m und hätte danach bereits den Charakter eines Orkans angenommen (S. 596).

Dauert der Zustand der Erwärmung an der betreffenden Erdstelle längere Zeit an, um die Hebung der Flächen gleichen Drucks in Gang zu bringen, so fließt allmählich in den höheren Regionen über ihr die Luft nach allen Seiten ab. Damit vermindert sich das Gewicht der über der Erdstelle befindlichen Luftmasse und der Luftdruck fängt nun am Erdboden über ihr an zu sinken, während er in der Umgebung vermöge des Zuflusses der Luft von oben steigt. Die weitere Folge ist nun, daß die untern Schichten ein Gefäll nach der Mitte erhalten und die Luft von den Seiten zur Herstellung des Gleichgewichts in gleicher Richtung einströmt. In einer gewissen Höhe der Luftmasse wird man zumeist eine neutrale, der Erdoberfläche parallele Fläche annehmen müssen, welche bei solchem Kreislauf die nach oben konkaven untern Schichten von den nach unten konkaven obern scheidet, wie dies Fig. 90 schematisch darstellt. Wird umgekehrt das Gleichgewicht durch eine Abkühlung eines zentralen Gebiets an der Erdoberfläche gestört, so erhalten die Flächen gleichen Drucks mehr ein nach oben konkaves Gepräge,

die Luft fließt nach der Mitte, wo sie ein Steigen des Luftdrucks hervorruft, während ringsum sich derselbe vermindert. Unten erhalten dann die Flächen ein Gefäll nach außen, in dem die herabgesunkene schwere Luft seitwärts

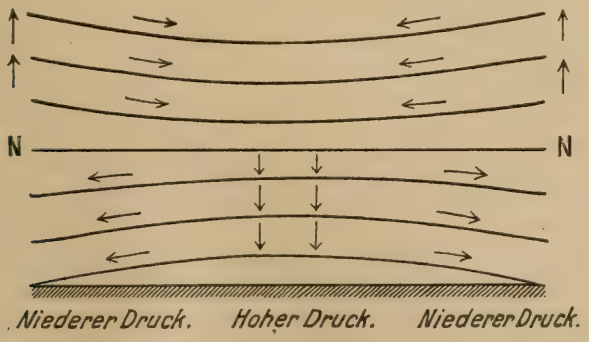
Fig. 90.



wieder abgeführt werden muß (Fig. 91). Luftströmungen, welche durch einen solchen Kreislauf über verschieden erwärmten benachbarten Teilen der Erdoberfläche in Bewegung gesetzt werden, nennt man Konvektionsströmungen (s. folg. S.).

2. Zyklonen und Antizyklonen. Das erste Hauptgesetz aller Luftbewegungen lautet, daß die im Gleichgewicht gestörte Luft von Gegenden höheren nach solchen niederen Luftdrucks fließt. Die leicht

Fig. 91.



beweglichen, ohne festes Bett dahinziehenden Luftmassen unterliegen dabei der Ablenkung durch die Erddrehung im hohen Maße. Die Strömungen werden auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt (S. 150). Am Äquator und in geringer Entfernung von ihm ist diese ablenkende Kraft nicht wirksam und spielt auch in kleinern Strecken keine nennenswerte Rolle. Im allgemeinen jedoch bewirkt die Ablenkung, daß die Winde in krummlinigen Bahnen verlaufen, die Bewegungen sich zu mehr oder weniger geschlossenen Wirbeln ausgestalten. Am ausgeprägtesten tritt diese Erscheinung bei den eigentlichen Wirbelstürmen

oder Zyklonen der Tropen hervor, bei denen ein Kern niedern Luftdrucks (Luftdruckminimum) in mächtigen Spiralen umkreist wird. Von diesen Vorkommnissen hat man den Namen zyklonaler Luftbewegung allgemein auf diejenige Form übertragen, bei welcher sich die Luft um einen Ort niedrigen Luftdrucks bewegt, und spricht im Gegensatz davon von antizyklonaler, wenn die Luft ein Hochdruckgebiet umkreist. Den Kern beider suchen wir also je im sog. Luftdruckminimum (auch als Depression schlechtweg bezeichnet), oder im Luftdruckmaximum; beide Ausdrücke wie immer im relativen Sinn d. h. im Verhältnis zum Druck der umgebenden Luft verstanden.

Die gleichen Namen der Zyklone und Antizyklone werden nicht nur bei horizontalen, sondern auch bei vertikalen Luftbewegungen gebraucht. In eine vertikale Zyklone dringt (Fig. 92) unten von allen Seiten Luft ein, um in der Mitte allmählich emporzusteigen und oben wieder seitwärts nach außen zu fließen. In einer Antizyklone haben wir eine Füllung von oben, einen absteigenden Luftstrom im Zentrum und ein Austreten der Luft in den untern Schichten. In unseren Isobarenkarten sehen wir freilich nur immer den Grundriß solcher Wirbel mittels der Isobaren dargestellt, sie lassen nur die horizontale Umkreisung der Zentren verfolgen, zentripetal bei der Zyklone, zentrifugal bei der Antizyklone. Niemals gelangt also Luft auf direktem Wege in den Kern solchen Wirbels bezw. aus ihm heraus.

Fig. 92.

Zyklone Antizyklone

Dies führt zum zweiten Hauptgesetz, daß eine Zyklone auf der nördlichen Hemisphäre im entgegengesetzten Sinne des Uhrzeigers (von West über Süd nach Ost usw.), eine Antizyklone im Sinne des Uhrzeigers („oder mit der Sonne") umkreist wird. Auf der südlichen ist es umgekehrt. Um Wiederholungen zu vermeiden, wird im folgenden nur von den Verhältnissen der Nordhalbkugel gesprochen werden.

Zyklonen und Antizyklonen sind also nur Formen der Luftbewegung, die aber durch verschiedene Ursachen zuwege gebracht werden können. Bei den thermischen Zyklonen wird man den ersten Anlaß zur Bildung in einer Erwärmung des Erdbodens sehen müssen, die ihrerseits den aufsteigenden Luftstrom in der oben geschilderten Weise bedingt. Lokale Windsysteme wie Berg- und Talwinde oder Land- und Seewinde (§ 244) lassen sich in ihrer Entstehungsweise als thermische Zyklonen bezw. Antizyklonen, hervorgerufen durch Konvektionsströme (S. 593), auffassen, wie man auch die Gesamtzirkulation der Atmosphäre als ein System solcher von gewaltigen Dimensionen betrachten kann. Daneben aber muß man dynamische Zyklonen und Antizyklonen unterscheiden, in denen die gleiche Art der Luftbewegung durch solche der allgemeinen Zirkulation hervorgerufen ist und gewisse Änderungen der Wärmeverhältnisse erst zur Folge, aber nicht zur Ursache hat. Dies gilt besonders von den wandernden Zyklonen und Antizyklonen, die uns noch weiter beschäftigen werden, und welche die Wetteränderung in erster Linie bedingen.

Diese Unterscheidung hat man erst zu machen gelernt, seit durch Beobachtungen in den Höhenstationen sich ergab[97]), daß der Kern der wandernden Antizyklonen entgegen den Erwartungen wärmer sei als der der wandernden Zyklonen. Die Temperaturzunahme herabsinkender Luftmassen ist im allgemeinen eine weit raschere als die Temperaturabnahme in aufsteigenden, also muß in einem vertikalen Kreislauf der absteigende Arm eine höhere Temperatur haben als der aufsteigende.

3. Die Stärke der Luftbewegung hängt ab von der Größe des Gradienten[98]). Unter dem Gradienten versteht man in diesem Falle das Maß der Luftdruckabnahme in Millimetern in einer zur Isobare senkrechten Richtung, und zwar bezogen auf den Erdgrad (= 111 km) als Einheit. Zwischen Punkten der nämlichen Isobare findet kein Unterschied des Luftdrucks statt. Eine Senkrechte zwischen zwei Isobaren gibt deren kleinsten Abstand, also den größten barometrischen Gradienten für die betreffende Gegend an, der immer vom höheren zum niederen Luftdruck hinweisend zu denken ist. Der Gradient läßt sich von jeder Isobarenkarte ebenso leicht wie ein Böschungswinkel des Geländes von einer Isohypsenkarte ablesen oder abmessen. Je dichter die Isobaren, oder wie man das gleiche Bild beibehaltend sagt, je steiler die Gradienten sind, um so größere Windgeschwindigkeit darf man voraussetzen.

Es besteht jedoch durchaus kein einfaches Verhältnis zwischen Gradient und Windstärke. Der erstere ist ziffernmäßig immer nur eine kleine Größe; bei einem solchen = $0{,}_5$ stehen z. B. die Isobaren von 1 mm Intervall um 2^0 = 222 km voneinander ab; ein mittlerer Gradient von 1 gehört schon zu den Seltenheiten. Bei einem Gradienten = 5 haben die Isobaren von 1 mm Intervall nur 22 km Abstand. Dann herrscht auch auf dem Lande schon stärkster Sturm. Windgeschwindigkeit und Windstärke (Winddruck) werden beim Hinstreichen über die rauhe Oberfläche des Festlandes in den unteren Schichten durch die Reibung mächtig gedämpft, sie sind in gleicher Breite und Zeit auf dem freien Meer oft doppelt so groß als auf dem benachbarten Lande.

Man drückt die Windstärke meist nach der zwölfteiligen sog. Beaufort-Skala (benannt nach dem englischen Admiral Beaufort) aus; über die den Skalenteilen zukommende Geschwindigkeit des Windes herrscht noch keine Übereinstimmung der Annahme[99]), wie auch die Vergleichbarkeit der Beobachtungen noch im Argen liegt[100]).

In Deutschland nimmt man die Skala etwa wie folgt (Meter in der Sekunde) an; wir geben nur eine Auswahl aus den übrigens nur auf offenem Meer wirklich gültigen Zahlen[101]):

	Beaufort	Wind		Beaufort	Wind
Schwacher Wind . .	2	$3^{m},_1$	Steifer Wind . .	7	$12^{m},_9$
Mäßiger Wind . . .	4	$6^{m},_7$	Sturm	9	18 m
Starker Wind . . .	6	$10^{m},_7$	Orkan	12	40 m — 50 m (?)

[97]) Hann, Meteorol. Zeitschr. VII, 1890, 228; VIII, 1891 (65) nach Referaten über seine grundlegenden Studien u. die Beobachtungen auf dem Sonnblick. Obige Unterscheidung zwischen thermischen und dynamischen Zyklonen u. Antizyklonen rührt von Teisserenc de Bort her. — [98]) Der Name ist 1867 von Th. Stevenson eingeführt. Daher spricht man von dem Stevensonschen Gesetz. — [99]) Hann, Lehrb. d. Meteorol. 1901, 375. — [100]) G. Hellmann, Die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit (Meteorol. Zeitschr. XIV, 1897, 321 ff.). — [101]) W. Köppen, Neuere Bestimmungen ü. d. Verhältnis zw. Windgeschwindigkeit und Beauforts Stärkeskala (Archiv d. D. Seewarte XXI, 1898, N. 5; s. Geogr. Jahrb. XXIV, 1901, 95).

Die Befiederung der Pfeile auf synoptischen Karten pflegt in halber Beaufortskala zu erfolgen. Ein Pfeil mit 4 Federn bedeutet also stürmischen Wind (= 8). Die Maxima der Windgeschwindigkeiten werden nicht selten überschätzt. Für Europa nimmt man 28 m als durchschnittlich höchste Windgeschwindigkeit an.

Mannigfache Berechnungen haben gezeigt, daß die freie Meeresfläche dem Winde weit geringere Widerstände bietet als die rauhere Landfläche; so beträgt die mittlere Geschwindigkeit (in der Sek.) z. B.[102]):

	Nordatlantik	Europ. Westküste	Binnenland
im Jahr	13 m,3	5 m,5	3 m,5
im Sommer . .	11 m,4	5 m,2	3 m,0
im Winter . . .	14 m,8	6 m,2	4 m,0

Ganz ähnlich wächst aber auch die Windstärke mit abnehmender Reibung in der Höhe.

Schon auf dem 300 m hohen Eiffelturm ist die Windgeschwindigkeit 3—4 mal so groß als über den Dächern der Stadt Paris[103]); in dieser Höhe ist der hemmende Einfluß des Erdbodens kaum mehr vorhanden. Die Schnelligkeit des Wolkenzuges in den höchsten Regionen hat man gelegentlich zu 100 m — 130 m in der Sekunde gefunden. In Berlin zeigte sich[104]) als Mittel zahlreicher Drachen-Beobachtungen die Windgeschwindigkeit am Boden zu 4 m,2, in 500—1500 m zu 10—11 m, in 2500 m zu 16 m,3 in der Sekunde. Fast scheint es, daß die Windgeschwindigkeit in den obern Regionen im umgekehrten Verhältnis zur Dicke der Luft stehe; daraus würde folgen, daß durch den gleichen vertikalen Querschnitt dieselbe Luftmasse fließt. Wie der Winddruck von seiner Geschwindigkeit abhängt, steht noch nicht ganz fest. Er wächst anscheinend mit dem Quadrat der letztern. Für kleinere Flächen (von ca. 1/8 Quadratmeter) hat man ihn empirisch zu etwa 1/8 des Quadrats der Geschwindigkeit gefunden[105]). Bei Orkanen kann sich gelegentlich ein Winddruck von 150 bis 300 kg pro Quadratmeter einstellen.

4. Die Richtung des Windes liegt stets zwischen Isobare und Gradienten, in unseren Breiten meist näher der ersteren. Der Ablenkungswinkel zwischen Gradienten und der Windrichtung wird um so kleiner, je größer die Reibungswiderstände sind, welche die Luft findet, und je mehr wir uns dem Äquator nähern (§ 83). Da hier die Wirkung der Erddrehung allmählich verschwindet, entbehren die äquatorialen Gegenden überhaupt größerer Luftwirbel. Man kann aus diesen Verhältnissen den Satz ableiten, daß, wenn man dem Wind den Rücken kehrt, man das Luftdruckminimum stets zur Linken etwas nach vorn, das Maximum immer zur Rechten und etwas nach hinten hat. (Buys-Ballotsches Windgesetz.)

Schematisch lassen sich diese Verhältnisse durch die umstehenden Figuren erläutern, mit denen diejenigen des Atlas, Taf. 7, verglichen werden mögen. Solange der Ablenkungswinkel zwischen Gradient und Windrichtung kleiner als 90° ist, hat der Wind noch eine dem Minimum zugewendete Komponente. Bei 90° läuft er tangential der Isobare entlang; ist er über 90° groß, so tritt wie bei jeder Antizyklone der Wind aus der mehr oder weniger kreisförmigen Bahn nach außen heraus.

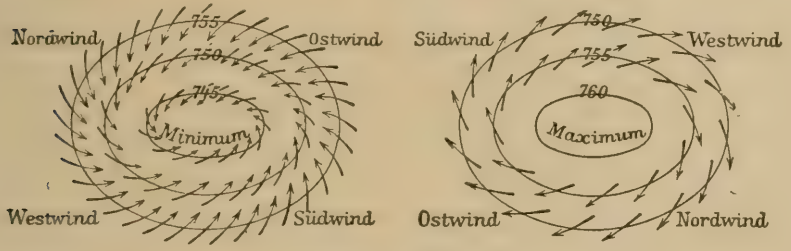
Bei der Zyklone verwandelt sich demnach infolge der Rechtswendung ein nach Süden gehender Nordwind allmählich in einen Nordostwind, ein

---

[102]) Nach Loomis, (Pet. Mitt., 1885, LB. 379, wo die Geschwindigkeit in Kilometern pro Stunde angegeben ist). — [103]) Meteorol. Zeitschr. 1897, 339. — [104]) Kurt Wegener in Beiträgen z. Physik d. freien Atmosphäre (I, 1905, Sonderdruck S. 15). — [105]) Hann, Lehrb. der Meteorologie 1906, 279.

Ostwind in einen südöstlichen usw. Man kann daher in unseren Breiten die Zyklonen zweckmäßig durch eine SW-NO-Linie in zwei Seiten von sehr verschiedenen Witterungsverhältnissen teilen. Auf der hinteren Seite — im Sinne der Fortbewegung der Zyklone —, gewöhnlich die Polarseite genannt, herrschen Nordost-, Nord- und Nordwestwinde vor mit fallender Temperatur; aus höheren Breiten kommend sind sie rauher und trockener, weshalb das Barometer steigt. Die vordere (Südost-) oder Äquatorialseite bringt wärmere Südost-, Süd-, Südwest-Winde meist von feuchtem Charakter; die Annäherung zeigt sich durch fallenden Barometerstand an. Diese Zyklonen gemäßigter Breiten bringen bei dem ihnen eigenen raschen Fortwandern unbeständiges Wetter mit. Indem sie vorübereilen, gelangt eine Gegend oft rasch von der Äquatorial- auf die Polarseite der Zyklone mit ihrem ganz verschiedenen Witterungscharakter. Es ist daher von größter Bedeutung, ob sie nördlich oder südlich an einem Beobachtungsort vorüber zieht. Bei der raschen Bewegung hat man förmliche Zugstraßen[106]) nachzuweisen vermocht, auf denen sich die Minima in schneller Folge — in unseren Breiten zumeist von Südwest nach Nordost — bewegen.

Fig. 93.



Das sog. Dovesche Winddrehungsgesetz, wonach in der Regel der Wind eine Umdrehung „mit der Sonne" von Ost über Süd nach West usw. vollziehen sollte, findet in dem häufigen Vorüberwandern der Zyklonen nördlich von uns seine Erklärung.

Viel beständigeren Charakters sind die Hochdruckgebiete. Die aus ihnen herauswehenden Winde pflegen nur schwach zu sein (was durch die Minderzahl der Pfeile in derschematischen Figur 93 angedeutet werden soll). Sie nehmen größere Gebiete, oft mit Windstillen im Innern, ein. Die Luft ist klar, daher starke Insolation im Sommer, große Ausstrahlung im Winter.

Wirbelstürme. Als eine besondere Abart von Zyklonen mögen hier jene Wirbelstürme genannt werden, die unter verschiedenen Namen manche tropische Erdstriche mit ihren verheerenden Wirkungen heimsuchen. Sie treten dort aber gewöhnlich nur in einzelnen Monaten auf, wie die Zyklonen des Indischen Ozeans, die Teifune der China-See und die Hurricans im tropischen Teil des Nordatlantischen Ozeans. Sie fehlen in den rein äquatorialen Gebieten. Bei diesen Wirbelstürmen scheint ein lokal aufsteigender warmer Luftstrom den ersten Anlaß der kreisenden Luftbewegung zu geben, die dann bei ihrer raschen Wanderung mächtige Regionen in Mitleidenschaft zieht. Das Zentrum wandert meist mit großer

[106]) Atlas des Atlantischen Ozeans, 1902, Taf. 28; Berghaus, Phys. Atlas, Taf. 36, v. W. Köppen.

Schnelligkeit in flachen Bogen vorwärts und die umgebende Luft dringt in immer enger gekrümmten Bahnen spiralförmig in das wandernde Kerngebiet ein, so daß der Ablenkungswinkel der Windrichtung gegen das Sturmzentrum hin kleiner und kleiner wird.

§ 243. Die Windgürtel und Windregionen der Erde[107]**).** Unterziehen wir nunmehr von neuem die Isobarenkarten der Gegenmonate Juli und Januar zugleich mit denjenigen, welche die Temperaturverteilung zur Darstellung bringen, einer vergleichenden Betrachtung (Atlas, Taf. 7). Hierbei wird die Herausschälung von rings um die Erde laufenden Gürteln gleichartiger Luftbewegung durch die Verhältnisse der großen Nordkontinente erschwert. Wir richten daher unsern Blick zunächst auf die Meeresflächen, wo er durch die auffallende Erscheinung zweier ständig an den Grenzen der Tropen befindlichen Hochdruckzonen gefesselt wird. Diese erweitern und verschieben sich zwar, wie man sieht, mit der Sonne ein wenig, aber sie vertauschen ihren Platz nicht völlig mit Regionen niederen Luftdrucks, wie es über den Kontinenten der Fall ist. Die Temperaturkarten zeigen keine ähnlichen Schranken in diesen Breiten. Die Hochdruckgürtel eignen sich offenbar ähnlich wie langgestreckte Bodenanschwellungen zur Hauptabgrenzung der Erde in Windregionen. Auf ihrem Rücken ziehen die großen Windscheiden hin. An den Windpfeilen, mit denen man Isobarenkarten gleichzeitig zu bedecken pflegt, erkennt man nämlich leicht, daß an der Erdoberfläche in dem tropischen Gürtel östliche Winde, außerhalb desselben westliche vorherrschen. Es tritt dieser ausgesprochene Wechsel der Windrichtung nicht nur an den Abhängen der Hochdruckgebiete auf, was nach den bisherigen Betrachtungen über die Antizyklonen nicht verwundern kann, sondern die betreffenden Strömungsrichtungen bleiben maßgebend für die weiten durch jene Zonen geschiedenen Gebiete: einerseits den Gürtel der Ost-Passate, andererseits die der vorherrschenden Westwinde. Der mittlere Gürtel wird durch eine schmale Zone vorherrschender Windstillen in äquatorialen Breiten, der sog. Kalmen, geschieden; es ist daher richtiger, von vornherein von zwei Passatgürteln zu reden. Unsere Isobarenkarten stellen nun, wie mehrfach hervorgehoben, immer nur die Verhältnisse in den unteren Luftschichten dar. Bringen wir sie sofort in Gedanken mit denen der höheren Regionen in Verbindung, was uns später eingehender beschäftigen soll (§ 245), so wird sich zeigen, daß die genannten Windgebiete nur der unteren Schicht zweier großer Luftwirbel angehören, welche sich je auf den beiden Halbkugeln der Erde abspielen und in den Hochdruckzonen aneinander grenzen. Zunächst bleiben wir bei diesen unteren, uns unmittelbar fühlbaren Strömungen stehen. Dabei darf man nicht vergessen, daß diese sog. unteren Luftbewegungen meist nur wenige tausend Meter hoch hinaufreichen, so daß zahlreiche Hochländer der Erde wie vor allem Zentralasien und das Innere der Antarktis usw. darüber hinausragen und anderen Windsystemen angehören.

Eine Windregion oder ein Windgebiet wird demnach durch die Richtung der vorherrschenden Winde gekennzeichnet. Man pflegt sich auf die acht- oder sechzehnteilige Windrose zu beschränken. Ostwind wird, um Verwechselung

[107]) Hauptquellenwerk ist noch Coffin, The Winds of the Globe, Wash. 1876; vergl. ferner A. Supan, Statistik der unteren Luftströmungen, Leipzig 1881. Dazu treten jetzt die Publikationen der deutschen Seewarte für die Ozeane usw.

zu vermeiden, (West franz.: Ouest) mit E. (= Est, East) bezeichnet. Die Häufigkeit der Winde drückt man in Prozenten der Beobachtungen aus. Die maritime Meteorologie sucht die in den einzelnen Jahreszeiten vorherrschenden Winde für jedes Fünfgradfeld der Meeresfläche zu bestimmen. Die Windstatistik hat man auf sehr verschiedene Weise in Kartogrammen veranschaulicht. Am übersichtlichsten wirkt die Darstellung durch ein Bündel von nur so viel Pfeilen, als Windrichtungen mit mehr als 10 % vertreten sind.

Die Gürtel der Kalmen und der Passate werden ebenso wie die außertropischen durch die Kontinentalmassen unterbrochen, so daß man berechtigt wäre, auch hier von verschiedenen Windgebieten zu sprechen, die in den einzelnen ozeanischen Becken ihren Schwerpunkt haben. Alles das mag man von der Karte ablesen. Im allgemeinen sind es also die mehrfach genannten großen Antizyklonen in den sog. Roßbreiten, d. h. etwa 30° N u. S, welche die Passate speisen. Bei ruhender Erde würden diese unmittelbar dem Äquator zueilen. Die Erddrehung verursacht ihre deutlich ausgeprägte Ablenkung. Der Erdäquator eilt den aus höheren Breiten mit geringerer Geschwindigkeit kommenden Winden gleichsam voraus, so daß sie uns entgegenzukommen, also aus O zu wehen scheinen. Wir haben den Nordostpassat auf der nördlichen, den Südostpassat auf der südlichen Halbkugel. Je weiter sie nach W gelangen, um so mehr nehmen sie östliche Richtung an, ja sie biegen, die großen Antizyklonen umkreisend, selbst noch weiter um. Im Südostpassat des Atlantischen Ozeans kommen bis etwa 25° W gegen 90 % der Winde aus SO, weiter westlich nur etwa 60 %, aber 30 % aus O usw. Die Passate sind im allgemeinen schwache, aber selten aussetzende Winde, der Südostpassat übertrifft in beiden Hinsichten den Nordostpassat. Ihr Gebiet verschiebt sich mit der Sonne. Im Winter überschreitet ihre Polargrenze die Wendekreise nur wenig, im Sommer wird z. B. Madeira (33° N) noch in den Bereich des NO-Passats gezogen. Die Passate sind, schon weil sie aus höheren Breiten nach niederen eilen, aber auch aus später zu erörternden Gründen (S. 628) verhältnismäßig trocken. Je weiter sie nach W gelangen, um so mehr beladen sie sich mit Feuchtigkeit. Dieser verdankt das tropische Südamerika seine reichen Niederschläge mit. Der Nordostpassat ist es auch, der — namentlich im Winter — über Nordafrika und Vorderindien hinüberstreicht, hier als Landwind völlig trocken. Im Winter beherrscht er unter dem Namen des Nordost-Monsuns auch den nördlichen Teil des Indischen Ozeans (s. S. 602).

Nach innen zu, d. h. äquatorwärts flauen die Passatwinde ab und lassen zwischen sich eine 4° bis 5° umfassende windstillere Region, die sog. Kalmen, in dem Atlantischen und Großen Ozean nördlich des Äquators sich ausbreitend, im Indischen dagegen durch den Nordostmonsun im Winter auf 10° S gedrängt. Es sind dies nicht gerade Gegenden stärkster Erhitzung des Bodens, wohl aber solche, in denen die gesamte Erwärmung der äquatorialen Breiten die Luftschichten hebt und den aufsteigenden Luftstrom erzeugt, der diese größten Zyklonen der Erde auszeichnet. Mit jenem steigt der Wasserdampf empor, um in täglichen Gewittern sich wieder niederzuschlagen. Es ist jedoch ein Irrtum, in der Kalmenregion ein Überwiegen windstiller Tage zu vermuten. Es entfallen im Jahre höchstens 70 bis 90 Tage (20—25 %) auf diese. Kalmen kleineren Umfangs treten übrigens im Mittelpunkt der großen Antizyklonen ebenso auf, besonders im südpazifischen Ozean.

Außerhalb, d. h. auf der Polarseite der auf dem Rücken der Hochdruckgebiete entlang ziehenden Windscheiden beginnen die breiten Zonen vorherrschender Westwinde; von hier an müssen wir die beiden Halbkugeln einer getrennten Betrachtung unterziehen.

Die Südhalbkugel zeichnet sich durch eine ziemlich scharf ausgeprägte gürtelförmige Anordnung der Windgebiete aus. Zunächst ist die Zone vorherrschender Westwinde hier allein als geschlossener Gürtel ausgebildet. Sie treten besonders südlich des 45° S auf. Hier und da entfallen 70 bis 80 % aller Winde auf den westlichen Quadranten (SW bis NW), im allgemeinen aber nur etwa 50–60 %. Die Westwinde reichen südwärts zuweilen bis zum Polarkreis. Die Isobarenkarten weisen in diesen mittleren südlichen Breiten einen Gürtel stark nach S abnehmenden Luftdrucks nach (Atlas, Taf. 7). In der tiefsten Furche, die sich mit nur einer Unterbrechung durch den Vorsprung des Grahamlandes[108]) südlich von Südamerika längs des 60°—62° S entlang zieht, sinkt der Luftdruck im Jahresmittel bis auf 738 mm herab.

Wissen wir nun auch über die Windverhältnisse der antarktischen Breiten noch wenig, so haben die neueren Südpolarexpeditionen doch bereits den Außenrand eines neuen Windgebietes erreicht, in dem stürmische Ostwinde überwiegen, die auch noch den Rand des Inlandeises zu beherrschen scheinen.

Da der Luftdruck jenseits der angedeuteten tiefen Furche wieder zunimmt, so betrachtete man diese Ostwinde bisher als Landwinde, welche aus der großen antarktischen Antizyklone, die man über dem mächtigen kalten Südkontinent ruhend vermutete, heraus wehen sollten. Denn eine solche wird den Windgesetzen gemäß auf der Südhalbkugel im entgegengesetzten Sinn des Uhrzeigers umkreist (S. 594). Nach einer neueren Auffassung[109]), die sich auf sorgfältige Analyse aller Momente stützt, scheint jedoch infolge der sehr bedeutenden Erhebung des Innern der Antarktis dort eine solche Region hohen Luftdrucks gar nicht zu bestehen, vielmehr jenseits einer schmalen Zone steigenden Luftdrucks längs des flachen Anstiegs des Kontinents das hohe Innere von einer antarktischen Zyklone eingenommen zu sein. Die oberhalb 2000 m bis 3000 m beobachteten vorherrschenden westlichen Luftströmungen gelten als Beweis einer den Pol im Sinne des Uhrzeigers umkreisenden Windregion oder eines der allgemeinen Luftzirkulation angehörenden Polarwindes (S. 609). Nach dieser Ansicht müßte man also die am Rand der Antarktis auftretenden Ostwinde vielmehr der südwärts gerichteten Nordböschung der großen Luftdrucksfurche zuweisen. Sie entstammen dann vom Meere kommend der Polarseite jener westwärts gehenden Zyklonen, auf deren Äquatorialseite die Westwinde der großen Westwindregion vorherrschen. Die größere Feuchtigkeit jener Ostwinde spricht für diese Erklärung.

Auf der Nordhalbkugel löst sich der Ring vorherrschender Westwinde ziemlich deutlich in vier große Windgebiete von stark wechselndem Herrschaftsbereich und beträchtlich verschobenem Zentralsitz je im Sommer und Winter auf, nämlich in das nordatlantische und nordpazifische, das nordamerikanische und das asiatische Windgebiet. Sie

[108]) L. Mecking, Die Luftdruckverhältnisse usw. in der atlantisch-pazifischen Zone südlich d. 30.° S (D. Südpolarexpedition III_2, Berlin 1911). — [109]) Nach W. Meinardus, Deutsche Südpolarexpedition (III, Heft 2, Berlin 1911, 323—39): „Betrachtungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre im Bereich des Südpolargebiets"; (vergl L. Mecking, Pet. Mitt. 1912, II, 22 ff.)

treten im Winter deutlicher in die Erscheinung, weil sie sich dann wechselnd um zwei Zyklonen und zwei Antizyklonen gruppieren (Atlas, Taf. 7).

Die Nordatlantische Zyklone ist im Winter in typischer Form ausgeprägt. Hier breitet sich ein ausgedehntes Gebiet niedrigeren Luftdrucks mit weit ins Eismeer vorgestreckter Zunge aus, so daß die kältere Polarseite sich im NW einer Linie von den Bermudas-Inseln nach Island befindet. Weit über Nordost-Amerika und West- und Nord-Europa übergreifend, beherrscht sie mit ihren Windbahnen ein ungeheures Gebiet. Die kalten nordwestlichen Landwinde der Hudson-Bailänder gehören diesem ebenso an, wie die West- und Südwestwinde, die über den Ozean streichend das europäische Winterklima bis weit ins Binnenland mildern. Den ähnlichen Weg verfolgen die zahlreichen Luftdruckminima, die in Amerika entstanden in 4—5 Tagen über das Meer eilen, um dann bald Europas nordwestlichen Küstensaum zu berühren, bald in die Lücke des mitteleuropäischen Tieflandes einzudringen. Im Sommer ist das Windgebiet wesentlich eingeschränkt. Die Hauptminima rücken in polare Gebiete nach dem Europäischen Nordmeer und in die Baffin-Bai, die Südhälfte stellt sich mehr als der äußere Abfall der nordatlantischen Antizyklone dar; in der Windrichtung wird, was den Ozean und Westeuropa betrifft, damit jedoch nicht viel geändert. Für die Ostseite Amerikas tritt dagegen eine stärkere Winddrehung ein, welche die feuchte Luft aus dem Mexikanischen Golf weit nach Norden führt.

In ähnlicher Weise wird der außertropische Nordpazifik im Winter von einer ausgedehnten Depression beherrscht, die ihr Entstehen dem warmen Meer verdankt, das zwischen stark abgekühlten Kontinenten gebettet ist. Auch hier wehen auf der Polarseite vorwiegend kalte Nord- und Nordwestwinde längs der eisbedeckten Küste Nordostasiens, wogegen die inselreiche Küste Alaskas milde Seewinde empfängt. Der Januar hat in Ochotsk (59° Br.) eine Temperatur von — 23°, in Sitka auf der Gegenseite (57° Br.) nur eine solche von — 1° C! Auch der Regenreichtum der Westküste von Britisch-Nordamerika (Atlas, Taf. 8) versinnbildlicht die große Zahl der die Küste erreichenden Westwinde. Die hohen Bergketten Nordamerikas bringen dies Windgebiet jedoch im O rasch zum Abschluß. Im Sommer verschwindet bemerkenswerter Weise die nordpazifische Zyklone fast ganz, oder wird so weit nach NW ins Beringsmeer gedrängt, daß die Weite des Ozeans völlig unter die Herrschaft der nordpazifischen Antizyklone gelangt; ihr mit Windstillen begabter Kern breitet sich nördlich der Hawaii-Inseln zwischen 30° und 40° N aus[110]). Die Folge ist, daß die Westküste Nordamerikas zwar wiederum von westlichen Seewinden bestrichen wird, daß diese aber zumeist aus NW, also aus höheren Breiten kommen. Daher die auffallende Kühle der Sommer daselbst, von der früher die Rede war (S. 578).

Naturgemäß tritt in Nordamerika und Asien ein gleicher Wechsel der Luftwirbel ein, nur von wesentlich stärkerer Wirkung. Die Antizyklone des Winters hat in Nordamerika ihren Kern auf den Hochflächen des Westens. Die Nordwestwinde ihrer Polarseite vereinigen sich mit denen der atlantischen Zyklone, um den Norden der Vereinigten Staaten zu einem von kalten Landwinden beherrschten Gebiet zu stempeln. Im Sommer führt eine nordamerikanische Depression an gleicher Stelle warme feuchte Winde

[110]) Atlas des Stillen Ozeans, Hamburg 1896, Taf. 19.

im Mississippibecken bis weit nach N hinauf, reiche Sommerregen hervorrufend.

Weit größer ist die innerasiatische Antizyklone im Nordwinter. Ihre Hauptachse verläuft nordöstlich, sie erscheint aber im O auch scharf abgegrenzt. Hierin spricht sich am deutlichsten der durch die Gebirgsumrandung hervorgerufene Unterschied gegenüber der nordamerikanischen Antizyklone aus. Die kalte Luft stagniert in Ostsibirien, es herrschen Windstillen vor; es kann sich bei der unausgesetzten Ausstrahlung ein Kältepol ausbilden. Nur durch die Gebirgslücken fließt die Luft ab und ruft dadurch die kalten Winter der asiatischen Ostküste hervor. Im allgemeinen reicht jedoch die Antizyklone nicht höher als 3000 m, so daß Hochasien auch im Winter vorherrschend Westwinde hat[111]). Im Sommer bietet sich ein gänzlich verändertes Bild dar. Fast die ganze Masse der „Alten Welt" — das transsaharische Afrika ausgenommen — wächst zu einem mächtigen Windgebiet zusammen. Die Erhitzung der asiatischen Hochflächen hebt die Flächen gleichen Druckes, und von allen Seiten strömen aus weiten Fernen die unteren Luftmassen in diese riesige Zyklone. In Ostsibirien scheint sich ein eigenes Minimum auszubilden, ebenso in China, in Indien und in der Sahara.

Ganz selbstverständlich lassen sich leicht in diesen großen Hauptregionen kleinere Gebiete mit ausgesprochenen Eigentümlichkeiten ausscheiden, deren Schilderung der Länderkunde vorbehalten bleiben mag. Dahin gehört das Mittelmeergebiet mit den vorherrschenden Nordwinden im Sommer, dahin vor allem das asiatische Monsungebiet, von Indien über Hinterindien und China bis Japan reichend; es bildet im Winter ein Stück der Passatzone, im Sommer den Südostrand der asiatischen Zyklone. Der Name Monsun rührt von dem arabischen Mausim, Jahreszeit, her. Er herrscht in Landstrichen von einer ausgesprochenen Umkehr der Windrichtung in Sommer und Winter. In letzterer Jahreszeit streicht der reine Nordostpassat über Südasien hin (im Gangestal als Nordwest), nur unter anderem Namen, in China nimmt er entsprechend dem Verlauf der Isobaren Nordwestrichtung an. Jedenfalls sind es wesentlich vom Lande aus höheren Breiten herkommende, also verhältnismäßig trockene Winde. Der Mai ist in Indien der heißeste Monat (S. 568). Sobald aber das Land sich stärker erhitzt, die Zyklonen über der indischen Wüste und an anderen Stellen sich ausbilden und die gesamten Flächen sich über dem warmen Kontinent heben, dreht sich der Wind und strömt, immer weiter nach dem Meere zurückgreifend, von allen Seiten ins Land hinein, im östlichen Himálaja selbst die Hochgebirge übersteigend. Daher in Indien Südwestmonsun, in China entsprechend der Rechtswendung Südostmonsun.

Solche jährlich mit der Sonne wechselnden Winde zeigen sich übrigens in vielen Küstengegenden der Tropen, daher Monsungebiete uns in der Länderkunde noch oft begegnen werden.

Zurzeit liegt nur ein erster Versuch[112]) vor, die Größe der Windgebiete auf dem Meere abzuschätzen. So schwierig die Abgrenzung im einzelnen auch ist, so gibt er doch eine Vorstellung von der Größenordnung, die hier in Frage kommt und von dem Verhältnis der Gebiete zueinander.

[111]) A. Woeikof, Das Klima Zentralasiens (Meteorol. Zeitschr. XIII, 1896, 95—98). — [112]) Rud. Lütgens: Die Größe der hauptsächlichsten Windgebiete auf dem Meere (Ann. d. Hydr. XXXIX, 1911, 265—67). Daselbst auch Angaben für die einzelnen Ozeane.

Das Gesamtergebnis bleibt nur etwa 1 % hinter der von uns stets zugrunde gelegten Größe des Weltmeeres (361 Mill. qkm) zurück

	Windgebiete	Areal Mill. Quadratkilometer		Prozent	
1.	Nördl. polares Windgebiet	17,4	71,55	4,9	20,6
	Nördl. Westwindgebiet	28,4		7,9	
	Nördl. subtropisches Monsungebiet	25,75		7,2	
2.	Monsungebiet	22,75	164,3	6,3	46,0
	Nordostpassatgebiet	38,4		10,7	
	Äquatoriales Stillengebiet	32,5		9,1	
	Südostpassatgebiet	70,65		19,9	
3.	Südl. subtropisches Windgebiet	44,65	121,55	12,3	33,8
	Südl. Westwindgebiet	56,9		15,9	
	Südl. polares Windgebiet	20,0		5,6	
	Summa	357,4		99,8	

Es geht aus dieser Übersicht von neuem das Übergewicht der warmen Meereszone hervor, welche annähernd mit den Gebieten der Monsune, Passate und äquatorialen Stillen zusammenfällt (48 %, vergl. S. 575). Daß die Windgebiete auf dem Meere in den höheren Breiten der Südhalbkugel so wesentlich größer sind als auf der Nordhalbkugel, ist selbstverständlich bei der weit größeren Ausdehnung der Meeresflächen südlich des 20° S im Gegensatz zu denen nördlich des 30° N, welche Parallelen man annähernd als die polaren Grenzen der subtropischen Gebiete annehmen kann.

§ 244. Lokale Winde. Im Kleinen wiederholt sich ein solcher regelmäßiger Windwechsel fast an allen Küsten und innerhalb der Gebirgstäler, jedoch mit täglicher Periode. Wir sprechen zunächst von dem Gegensatz der Land- und Seewinde, der für die Segelschiffahrt von jeher Bedeutung gehabt hat. Am Vormittag erwärmt sich die Landküste stärker als das Wasser, die Luft über ihr lockert sich lokal auf, es entsteht eine kleine Zyklone, die immerhin bis einige hundert Meter emporsteigt, um in der oberen Region die Luft dem Meere zuzusenden. Zum Ersatz fließt „Seewind" unten dem Lande zu. Nachmittags flaut dieser Wind ab; nun kühlt sich das Land rascher ab und über demselben entwickelt sich eine Antizyklone, die nunmehr nachts den „Landwind" unten aufs Meer sendet. Daher verlassen die Segelschiffe des Abends die Häfen.

Tal- und Bergwinde[113]). Wenn sich am Tage die Luft über der Talsohle erwärmt und ausdehnt, erhält sie ein Gefäll gegen die Talwände. Die letzteren erwärmen sich auch mehr als die freie Luft im Tale. Beides erzeugt einen im Tal und an den Talwänden aufsteigenden Talwind oder doch eine an den Talnebeln leicht zu beobachtende rasch emporsteigende Luftbewegung. Nachts gleitet die sich abkühlende Luft an den Gehängen herab und aus dem Talmund in die Ebene hinaus, oft höchst bemerkbar an den in ein größeres Tal mündenden engeren Seitentälern. Große Täler ver-

[113]) Hann, Zur Theorie der Tal- und Bergwinde, (Zeitschr. d. Österr. Ges. für Meteor. XII, 1877) u. Handb. d. Klimatologie I, 1908, 282 ff.

mögen solchen Talwinden bis weit hinaus in das Vorland eine bestimmende Richtung zu geben.

Eine unperiodische Gattung von Lokalwinden pflegt dort aufzutreten, wo kalte Hochflächen nahe an warme Niederungen oder Meeresbecken grenzen und dann die allgemeine Luftdruckverteilung das Gebiet der ersteren in den Bereich eines größeren Maximums oder die letzteren in den eines Minimums zieht. Das ist z. B. im Mittelmeer an den Küsten der Provence und in der nördlichen Adria namentlich im Winter der Fall. Herrscht in Mittelfrankreich hoher Druck oder rückt ein ausgesprochenes Minimum gegen den Golf du Lion, so wird die französische Mittelmeerküste von dem verheerenden Mistral[114]) heimgesucht, der sich von dem kalten Plateau der Cevennen herabstürzt. Ein gleiches geschieht oft im N der Adria, wo die gefürchtete Bora vom rauhen Karstplateau in die warme Küstenebene und auf das Meer in heftigen Stößen hereinbricht, sobald sich über der südlichen Adria ein Minimum befindet. Als echte Fallwinde sind Mistral und Bora trocken, sie erwärmen sich beim Fallen zwar der Theorie gemäß um einige Grade, aber als ursprünglich recht rauhe und kalte Luftströme werden sie trotz der Zunahme ihrer Temperatur in den ungewöhnlich warmen Niederungen als eisige Winde verspürt, die empfindliche Kulturen wie den Ölbaum rasch zu vernichten imstande sind.

Föhnwind[115]). Ein weit verbreiteter Gebirgswind ist der Föhn, unter diesem Namen früher nur an der Nordseite der Alpen bekannt und hier, weil er warm und trocken wie die aus der Sahara gelegentlich wehenden Wüstenwinde, lange Zeit als ein Wind afrikanischen Ursprungs angesehen. Mittlerweile hat man die gleiche Erscheinung von Winden, die mit ungewöhnlicher Wärme und Trockenheit plötzlich über die Paßhöhen in gleichgerichtete Täler hereinbrechen, in zahlreichen Gebirgen beobachtet, gelegentlich auch auf der Südseite der Alpen, auch in Grönland. Überaus gefährlich im Frühjahr, wenn der Alpenföhn plötzliche Schneeschmelze und damit mächtige Überschwemmungen oder durch die ausdörrende Trockenheit Feuersbrünste ermöglicht, mildert er in manchen Tälern nicht unbeträchtlich das rauhe Gebirgsklima. Sein Auftreten hängt eng von der Luftdruckverteilung in der weiteren Umgebung der Gebirge, aber auch vom Verhältnis zur Talrichtung ab. In der ganzen Nordschweiz tritt er als SW-, S- oder SO-Wind auf, wenn sich eine ausgedehnte Depression an den Westküsten Europas befindet, die durch ihren Wirbel die Luft selbst aus den nach NW geöffneten Alpentälern aufsaugt. Dann setzt sich zum Ersatz die Luft an der Südseite in Bewegung, ladet, was sie an Feuchtigkeit besitzt, an den südlichen Gehängen ab, um dann als echter Fallwind auf der Nordseite in den Tälern herabzustürzen. Beim Sinken sich rasch zu hohen Graden erwärmend, trocknet er damit noch weiter aus. Starke Feuchtigkeit und Wärme der Südwinde vor dem Übertritt und das Überschreiten hoher Kämme, welche die Luft also zu bedeutender Ausdehnung zwingen, sind die ersten Bedingungen starker Föhnwinde[116]); sie treten daher als Südföhne viel häufiger und wirkungsvoller wie als Nordföhne in den Alpen auf.

[114]) O. Dersch, Ursprung d. Mistral (Zeitschr. d. Österr. Ges. f. Meteor. 1881, 52 ff.); Hann, Klimatologie I, 1908, 312. — [115]) Hann, Klimatologie I, 1908, 291 bis 308; Hann, Lehrb. d. Met. 1915, 572 ff.; Hann, Zur Theorie aufsteigender Talwinde (Met. Z. XXVII, 1910, 492—99). — [116]) W. v. Bezold, (Met. Z. VI, 1889, 257).

§ 245. Der allgemeine Kreislauf im Luftmeer[117]). Alle Störungen des Gleichgewichts in der Atmosphäre gehen in letzter Linie von den Gegensätzen in ihrer Erwärmung aus. Gegenüber dem Wassermeer besteht aber im Luftmeer der fundamentale Unterschied, daß das erstere von oben erwärmt wird, die Atmosphäre von unten. Die allgemeine Zirkulation der Gewässer, hervorgerufen durch Temperatur- und Dichteunterschiede, kann daher nur in sehr langen Zeitläufen die gesamten Wassermassen in Bewegung setzen, es können sich wirkliche Strömungen nur in den obersten Schichten bilden. Ungleich rascher werden die Wirkungen der Wärmeunterschiede der Luft von unten bis in die höchsten Höhen getragen, hauptsächlich dadurch, daß die Erwärmung Ausdehnung der Luft bewirkt und damit die Flächen gleichen Drucks gehoben, also Niveauunterschiede erzeugt werden (§ 242). Damit ist die Bedingung einer Mischung verschieden temperierter Luftschichten und ein ewiger Drang zur Herstellung des Gleichgewichts gegeben.

Wir gehen bei Betrachtung des allgemeinen Kreislaufes der Luft zunächst von der Annahme einer sog. Grundzirkulation der Atmosphäre[118]) aus, hervorgerufen durch die ständigen Unterschiede der Wärmezufuhr in hohen und niederen Breiten. Der Wärmeüberschuß, welchen der äquatoriale Gürtel empfängt, setzt in erster Linie die große kalorische Maschine im Luftozean in Bewegung, die es ermöglicht, auch höhere Breiten an der größeren Wärmezufuhr innerhalb der heißen Zone teilnehmen zu lassen. Sie erzeugt den ständig aufsteigenden, die Luft auflockernden Strom, der ein Gefäll der Flächen gleichen Drucks gegen die Pole mit sich bringt. Hierdurch wird ein erster großer Kreislauf eingeleitet, der vom Pol Luft innerhalb der untern Schichten in niedere Breiten führt, während in den oberen Regionen äquatoriale Winde polwärts ziehen. Wie kommt es nun aber, daß man einen solchen einfachen meridionalen Kreislauf der Luftmassen nicht wirklich beobachtet, sondern vielmehr auf jeder Halbkugel einen doppelten (vertikalen) Luftwirbel anzunehmen gezwungen ist, in dem sich die unteren Luftströmungen entgegengesetzt (mit Ostwinden in den niederen, mit Westwinden in höheren Breiten) verhalten? Die Antwort lautet: weil die Erde sich dreht. Bei ruhender Erde würde man in der Tat einen meridionalen Austausch der Luft zwischen Pol und Äquator erwarten müssen, aber es würde dann auch nicht jene Schranke geben, die wir an der Grenze der Passate in den Hochdruckzonen der Atmosphäre kennen.

Man hat früher die Erklärung für das Vorhandensein der letztern allein in der Kugelgestalt der Erde (ohne Rücksicht auf ihre Drehung) gesucht. Der einfache Kreislauf würde nach dieser Ansicht einen Zylindermantel als Erdoberfläche voraussetzen. Da aber die Kugel sich polwärts verjünge — in 37° Br. beträgt ihr Umfang nur $^4/_5$ des Äquators —, so müsse sich der obere Äquatorstrom in dem enger werdenden Bett verdichten, folglich herabsinken und damit jene Hochdruckzonen erzeugen. Der Haupteinwand gegen diese Deutung liegt in der Frage, warum dann nicht der Luftdruck in mittleren und höheren Breiten noch höher als um den 30.° ist, da doch die hier herrschenden Westwinde als solche äquatorialen Ursprungs

[117]) Für die Summe neuer Anschauungen über obige Frage kann noch nicht auf eine einzelne abschließende Arbeit verwiesen werden. Noch stehen sich manche Auffassungen gegenüber. Zur ersten Orientierung werden neben Sprungs Lehrb. 1885, Kap. IV, besonders M. Möllers Aufsätze „Zur Dynamik der Atmosphäre", (Met. Z. X, 1893) dienen. S. besonders auch Hann, Lehrb. d. Met. 1915, 482 ff.; F. Exner, Dynam. Meteorologie 1917, IX. Kap., 171—99. — [118]) Sprung (Met. Z. VII, 1890, 161).

gelten und diese in einem noch viel engeren Bett — der 60.° ist nur halb so groß wie der Äquator — zu fließen gezwungen sind. An diesem Punkt knüpft der Umschwung der Ansichten an, der sich in den letzten Jahrzehnten vollzog, wiewohl der Amerikaner W. Ferrel schon weit früher (1856—1860) den Schlüssel zur Lösung des Grundproblems eines doppelten Luftwirbels auf jeder Halbkugel gegeben hat. Weitere theoretische Untersuchungen, ausgehend von verschiedenen Voraussetzungen über die im Luftmeer wirkenden Bewegungsgesetze, haben die Sache geklärt, ohne daß jedoch bereits alle Beobachtungsergebnisse mit den Theorien in Übereinstimmung gebracht wären. Es können an dieser Stelle nur einige der heutigen Grundvorstellungen angedeutet werden.

Die Drehung der kugelförmigen Erde ist es, die jenen doppelten vertikalen Kreislauf der Luft erzeugen muß, indem sie die unteren wie die oberen Luftschichten in der Richtung der Breitenparallelen ablenkt. Dabei werden sich aber die Luftschichten verschieden verhalten. Die oberen, vom Äquator dem Pol zuströmenden Massen erfahren dadurch, daß sie auf diesem Wege sich der Drehungsachse (gemäß der Verkürzung der Radien der Parallelkreise) nähern, eine gewaltige Beschleunigung, sie gewinnen also an relativer Geschwindigkeit immer mehr gegenüber der Eigengeschwindigkeit der Erde in den einzelnen Breiten, müssen also der letzteren allmählich vorauseilen und als Westwinde auftreten. Umgekehrt werden die zum Äquator ziehenden polaren Winde, in Breiten größerer Eigengeschwindigkeit der Erde versetzt, hinter dieser zurückbleiben und demnach als Ostwinde erscheinen. Die Drehung der Erde verweist aber — und das ist das Neue der heutigen Auffassung — die Ostwinde den Tropen, die Westwinde den außertropischen Breiten zu, denn es muß in gewissen Breiten ein Zustand relativer Ruhe der Atmosphäre herrschen, in Gegenden nämlich, wo die lineare Geschwindigkeit der Luftmassen von der Rotationsgeschwindigkeit der Erde nicht abweicht. Unter Voraussetzung einer reibungslosen Bewegung der Luft auf gleichartiger Erdoberfläche würde der Theorie nach diese neutrale, windstillenreichere Zone unter 35° Nord- bezw. Südbreite zu liegen kommen. Das aber entspricht jenem Gürtel höheren Luftdrucks an der Außenseite der Passate.

Die Eigengeschwindigkeit der Erde (W) in den einzelnen Parallelen ist bekannt ($= \omega \,.\, R \,.\, \cos\varphi$, wenn ω die Winkelgeschwindigkeit bedeutet, S. 151). Welches Gesetz man bei Berechnung der linearen absoluten Geschwindigkeit (C) der Luft zugrunde legen soll, steht noch nicht fest. Geht man[119]) (nach Ferrel) von dem Prinzip der Erhaltung der Flächen aus (von dem das zweite Kepplersche Gesetz ein Spezialfall ist, S. 161), so ist $C = R \,.\, \omega \,.\, \frac{2}{3} \,.\, \frac{1}{\cos\varphi}$. Läßt man (nach Siemens) das Gesetz der Erhaltung der Kraft im Luftmeer gelten, so ist $C = R \,.\, \omega \,.\, \sqrt{\frac{2}{3}}$. Die relative Geschwindigkeit der Luft (r), auf die es uns hier ankommt, ist gleich der absoluten Geschwindigkeit vermindert um die Eigengeschwindigkeit der Erde, also ist $C - W$

$$\text{nach Ferrel} = R \,.\, \omega \,.\, \frac{2}{3} \,.\, \frac{1}{\cos\varphi} - R \,.\, \omega \,.\, \cos\varphi,$$

$$\text{nach Siemens} = R \,.\, \omega \,.\, \sqrt{\frac{2}{3}} - R \,.\, \omega \,.\, \cos\varphi.$$

[119]) S. die klare Gegenüberstellung der Theorien von Ferrel und Siemens durch Sprung (Met. Z. VII, 1890, 162 ff.). Dazu tritt die mathematische Analyse der Frage durch Oberbeck: Über die Bewegungserscheinungen der Atmosphäre, ebenda V, 1888, 305 ff. (Auszug a. d. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Berlin, XIV).

Dabei wird die Bewegung nach Osten, entsprechend der Erddrehung, als positiv angenommen. In beiden Fällen wird — das ist das Bemerkenswerte — dieser Ausdruck gleich Null für $\varphi = 35^0\,16'$, da $\sqrt{\frac{2}{3}} = 0{,}_{8165}$, und ebenso ist $\cos 35^0\,16' = 0{,}_{8165}$. Für niedere Breiten wird $C - W$ (da dann $\cos\varphi$ größer als $0{,}_{8165}$) negativ, also herrschen dort Winde vor, welche der Richtung der Erddrehung entgegengesetzt sind, d. h. Ostwinde. Für höhere Breiten hat der Ausdruck $C - W$ positiven Wert, die Luft eilt in der Form von Westwinden dem Erdumschwung voraus.

Es gibt uns diese Darstellung auch eine Erklärung, warum Westwinde im allgemeinen stärker sein müssen als Ostwinde, und dafür, daß polwärts gerichtete Luftbewegungen gleichfalls größere Geschwindigkeiten zu haben pflegen als die äquatorwärts gerichteten[120]).

Nach den Gesetzen der Zentralbewegung verhalten sich die linearen Geschwindigkeiten zweier Punkte, v und v' eines um eine Achse rotierenden Körpers wie ihre senkrechten Abstände von der Drehungsachse, also auf der Erdoberfläche wie die Radien der Parallelkreise:

$$v : v' = R \cdot \cos\varphi : R \cdot \cos\varphi'$$

Wird nun eine ruhende Luftmasse in höhere Breiten, etwa von der Breite φ nach Breite φ', verschoben, so muß zur Erhaltung der Flächengeschwindigkeit (nach dem 2. Kepplerschen Gesetz S. 161) die lineare Geschwindigkeit im umgekehrten Verhältnis, also im Verhältnis von $\cos\varphi' : \cos\varphi$ zunehmen, daher die versetzte Luftmasse der Erde bei ihrer Drehung gleichsam vorauseilen. Umgekehrt wird eine äquatorwärts von φ' auf φ verschobene, ursprünglich ruhende Luftmasse zwar auch an absoluter Geschwindigkeit zunehmen, aber doch hinter der linearen Drehgeschwindigkeit und der Breite φ zurückbleiben. Die als Wind empfundene relative Geschwindigkeit der so verschobenen Luftmassen stellt sich daher theoretisch stets als die Differenz der neu gewonnenen über die ursprüngliche Geschwindigkeit dar, also

$$= (\omega \cdot R \cdot \cos\varphi)\,\frac{\cos\varphi}{\cos\varphi'} = \omega\, R \cdot \cos\varphi' \text{ bezw.} = (\omega \cdot R \cdot \cos\varphi')\,\frac{\cos\varphi'}{\cos\varphi} - \omega\, R \cos\varphi,$$

worin ω der Winkelgeschwindigkeit eines Punktes der Erdoberfläche ($= 0{,}_{000\,072\,921}$, S. 151), R dem Radius des Äquators (6377400 m nach Bessel) entspricht, so daß $\omega\, R = 465$ m/sek angenommen werden kann (S. 106).

Die folgende Tabelle[121]) gibt diese theoretischen linearen Geschwindigkeiten in Meter/Sekunden an für die Verschiebung einer ruhenden Luftmasse um je 10^0 Br. sowohl polwärts (Spalte b—a) als äquatorwärts (Spalte a—c).

Geographische Breite	a. Rotat.-Geschw. der Erde m/sek	Geschwindigkeit nach Verschiebung um 10^0 Br. b. polwärts absolut m/sek	(b—a) m/sek	c. äquatorwärts absolut m/sek	(a—c) m/sek
90^0	0	—	$-\infty$	—	—
80^0	$80{,}_8$	$313{,}_3$	$-232{,}_5$	—	$80{,}_8$
70^0	$159{,}_1$	$339{,}_1$	$-180{,}_8$	$41{,}_0$	$118{,}_1$
60^0	$232{,}_5$	$384{,}_3$	$-151{,}_8$	$108{,}_8$	$123{,}_7$
50^0	$298{,}_9$	$424{,}_6$	$-125{,}_7$	$189{,}_9$	$109{,}_0$
40^0	$356{,}_3$	$455{,}_3$	$-99{,}_0$	$250{,}_9$	$105{,}_4$
30^0	$402{,}_8$	$474{,}_0$	$-71{,}_2$	$315{,}_1$	$87{,}_7$
20^0	$437{,}_0$	$480{,}_0$	$-43{,}_0$	$371{,}_1$	$65{,}_9$
10^0	$458{,}_0$	$472{,}_2$	$-14{,}_2$	$417{,}_0$	$41{,}_0$
0^0	$465{,}_0$	—	—	451	$14{,}_0$

[120]) Sprung, Lehrbuch 1885, 200; F. Exner, Dynam. Met. 1917, 12 f: Die Erhaltung des Rotationsmomentes. — [121]) Die obige Tabelle weicht in den höheren

Als positiv ist in diesem Falle die Ostwestgeschwindigkeit, als negativ die Westostgeschwindigkeit aufgefaßt. Man sieht aus der Tafel, daß die jeweiligen theoretischen Geschwindigkeiten, welche durch Verschiebung von Luftmassen in höhere Breiten (b—a) erzeugt werden, jene einer Verschiebung in niedere Breiten um die gleiche Entfernung (10° Br., a—c) übertreffen, und zwar um so mehr, in je höheren Breiten die Verschiebung sich vollzieht. Diese Unterschiede betragen z. B. zwischen 70 und 80° nicht weniger als 114 m/sek (= $232{,}_5 - 118{,}_8$), dagegen zwischen 20° und 30° nur $5{,}_3$ m/sek (= $71{,}_2 - 65{,}_9$). Die absoluten Zahlen der relativen Geschwindigkeiten erhöhen sich beträchtlich bei großen Verschiebungen, z. B. bei solchen vom Äquator auf den 60° Br. bis $-697{,}_5$ m/sek, gegen $348{,}_{75}$ m/sek in umgekehrter Richtung[122]), mit anderen Worten, die ruhende Luft erhält im ersten Fall einen doppelt so großen Zuwachs an Westostgeschwindigkeit, als an Ostwestgeschwindigkeit bei Versetzung vom 60° Br. zum Äquator. Infolge der Reibung und Mischung mit schwächer bewegten Luftmassen kommen solche große Geschwindigkeiten, wie sie die theoretische Berechnung ergibt, tatsächlich nicht entfernt zustande, aber an den berechneten Unterschieden ändert sich damit dem Wesen nach nichts.

Die beiden inneren Luftwirbel im Bereich der Tropen mit fast ausschließlich östlichen Winden (den Passaten) am Boden und westlichen in den oberen Schichten (dem Antipassat) finden durch obige Annahmen ihre ausreichende Erklärung. In einer schmaleren Zone längs des Äquators scheinen nur Ostwinde bis in die höchsten Höhen zu bestehen, wie die bis 30 km in die Luft geschleuderten Aschenteile des Krakatoa-Ausbruchs 1883 beweisen, die zuerst zweimal die Erde westwärts umkreisten, ehe sie in höhere Breiten durch ostwärts gerichtete Strömungen geführt wurden[123]). Den oberen Antipassat beobachtet man ständig auf dem Pik von Tenerife (3700 m) und an Wolkenzügen, von den Aschenregen zu schweigen, den jene oberen westlichen Winde über dem Rücken des Passats hinweg von zentralamerikanischen Vulkanen nicht selten nach den westindischen Inseln tragen.

Die neueren Pilotballonaufstiege im Bereich der atlantischen Passatzone haben gezeigt[124]), daß der eigentliche Ostpassat in der Breite der Kanarien nur etwa bis zu 1000 m reicht. Darüber herrschen zunächst Nordwestwinde, die also auch dem Äquator zueilen, bei den Kanarischen Inseln bis etwa 3000 m, bei den Kapverdischen (15° N) nur bis 1800 m reichend. Erst über diesen entwickelt sich der eigentliche Antipassat, zunächst noch vielfach unbeständig, um dann in Höhen von etwa 7000 m bei zunehmendem Gefäll der Schichten gleichen Luftdrucks nach N kräftiger und regelmäßiger einzusetzen.

Betrachten wir nunmehr diese außertropischen Wirbel, so erklären wir also den Befund an niedrigem Luftdruck in mittleren und höheren Breiten im Gegensatz zu den früheren Ansichten durch den Überschuß zentrifugaler Kräfte, welche dem Antipassat mit seiner Annäherung an die Rota-

---

Breiten ein wenig von den Werten einer ähnlichen Tabelle Exners (a. a. O. 24) ab, da letzterer sich bei der Berechnung der Hilfstafeln Schneidemühls bediente. Dieser berechnete (Met. Z. 1890, 394—97) für alle 90 Grade die Werte $\cos^2 \varphi$ und $\cos \varphi : m R$, beschränkte sich aber bei letzterem Werte auf 5 Dezimalen, was nicht völlig genügt, um in höheren Breiten die Einzelmeter der Bewegung zu gewährleisten. — [122]) Obige Zahlen folgen aus $232{,}_5 - (465 : \cos 60°) = 232{,}_5 - 930 = -697{,}_5$ und $465 - (232{,}_5 \cdot \cos 60°) = 465 - 116{,}_{25} = 348{,}_{75}$ m/sek — [123]) J. M. Pernter, Der Krakatoaausbruch u. s. Folgeerscheinungen (Met. Z. VI, 1889, 497 ff.); A. Peppler, Die Windverhältnisse im nordatl. Passatgebiet (Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre IV, 1910, 1 ff.). — [124]) L. Teisserenc de Bort u. L. Rotch, Étude de l'atmosphère marine par sondages aériens, Paris 1909. (Vergl. Met. Z. 1909, 427—30); A. Peppler (a. a. O.) u. Pet. Mitt. 1912, II, 71.

tionsachse innewohnt. Dieser Äquatorialstrom erhält, wie oben dargelegt, je weiter er gelangt, eine um so größere (relative) Geschwindigkeit. Nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Halbkugel immer mehr abgelenkt, umkreist er in mächtigem Wirbel die Pole und hebt dadurch den Polarstrom der „Grundzirkulation" mehr und mehr auf[125]). Die außerordentlich niedrigen Barometerstände in höhern antarktischen Breiten sprechen dafür, daß ein solcher Wirbel auf der südlichen Halbkugel zu weit kräftigerer Entfaltung gelangt. Man erblickt ihn dort in der Zyklone, welche mit Südwestwinden die hohen Regionen des antarktischen Kontinents umkreist[126]).

Aber mit Notwendigkeit muß ein Teil dieser polwärts eilenden Luftmassen dem Äquator wieder zufließen. Eine dauernde Luftanhäufung im Polarwirbel ist an sich ein Unding. Von hieran scheiden sich die Ansichten der Forscher. Die einen gehen davon aus, daß der untere Teil des Äquatorialstromes beim Herabsinken eine größere Geschwindigkeit behält, als sie den tieferen Schichten, in die er gelangt, innewohnt. Dadurch tritt im N eine Verstärkung der Rechtswendung ein. Infolge davon erhalten diese unteren Schichten eine über die reine Westrichtung hinausgehende Umlenkung. Als Westnordwest- und Nordwestströmung, wenn auch gewiß nicht mit der Schnelligkeit und Stärke von Winden, gewinnen sie damit die Möglichkeit, die Tropen wieder zu erreichen. Nun herrscht an der Erdoberfläche außertropischer Gebiete aber doch im allgemeinen Südwest- und Westsüdwestwind entschieden vor. Dies zwingt jenen langsamen Rückstrom in mittlere Höhen, vielleicht zwischen 3000m—8000m zu verlegen, wo wir von seiner Existenz allerdings durch den Zug der leichten Federwolken (Cirrus) erfahren, der vorwiegend aus Nordwest erfolgt. Die starke Reibung der Luftmassen an der Erdoberfläche hindert aber die untersten Luftschichten, der Richtung des Rückstromes zu folgen. Sie bewegen sich dem allgemeinen polaren Gradienten gemäß aus westsüdwestlicher Richtung nach höheren Breiten, also etwa in derselben wie die höchsten Schichten jenseits der Wolkenbildung.

Diese Anschauungen werden von einzelnen Wolkenforschern[127]) bekämpft, welche einen solchen Rückstrom mit äquatorwärts gerichteter Komponente in den mittleren Schichten der Luft höherer Breiten leugnen, ihn vielmehr in die sehr hohen Schichten in und oberhalb der Cirrusregion verlegen. Dies ist so gedacht, daß zwischen den subtropischen Gürteln hohen Luftdrucks und dem Pol je ein mächtiger Wirbel bestehe, der nach Art der Zyklonen den Pol umkreise. In den untern Regionen nähern sich die Luftmassen als vorherrschende Südwestwinde allmählich dem Pol, in den mittleren umkreisen sie denselben regelmäßig, und erst in den obersten und höchsten Schichten treten sie allmählich wieder aus dem Zentrum hinaus.

In diese Anschauungen fügt sich die Annahme, welche für die inneren sehr hoch gelegenen Anschwellungen der Antarktis das Vorhandensein einer

[125]) Ein solcher den Nordpol umkreisender Luftstrom scheint tatsächlich durch die neueren Ballonfahrten in Mitteleuropa für Höhen von 5000m—10000m nachgewiesen. Vergl. Hergesell (Met. Z. XVII, 1900, 26 ff. u. Taf. III). — [126]) W. Meinardus a. a. O. 329 (vergl. Anm. 109). — [127]) H. H. Hildebrandsson, Rapport sur les observations internat. des nuages au comité internat. météor., Upsala, 1903, I. Circulation gén. de l'atmosphère. (Vergl. Met. Z. XX, 1903, 228.) Hildebrandsson meint also, daß der Antipassat überhaupt die Polargrenze der Passate nicht überschreitet.

inneren Antizyklone leugnet und dort vielmehr einen mit westöstlichen zyklonalen Luftströmungen begabten Luftwirbel vermutet (S. 606). Man müßte alsdann als Quelle der Feuchtigkeit, die sich als Schnee auf dem Kontinent niederschlägt und den ständigen Abfluß der Eismassen speist, von den Subtropen kommende westliche Strömungen annehmen, die in höheren Schichten über die Zone der Ostwinde hinweg, welche jenseits der subpolaren Luftdrucksfurche das Randgebiet der Antarktis, hauptsächlich auf der indisch-atlantischen Seite, beherrschen, mehr von N her in dieselbe gelangen[128]). Der Rückstrom der Luft wäre alsdann gleichfalls in die höchsten Regionen zu verlegen.

Wie dem nun auch sei, diese Anschauungen eines dreifach übereinander gelagerten Systems von Luftmassen in den beiden äußeren Wirbeln, wie ihn in Verbindung mit den inneren Wirbeln schematisch Fig. 93 darzustellen versucht, bereiten der Vorstellung noch Schwierigkeit, erklären aber andere Eigentümlichkeiten dieser Zonen. Zunächst ist anzunehmen, daß der sich allmählich verlangsamende Rückstrom an der Grenze der Tropen zur Erde gelangt. Dabei verliert er seine etwa noch mitgeführte Feuchtigkeit ganz, und damit würde sich die große Trockenheit der aus dem Hochdruckgebiet herauswehenden Passate erklären, deren Speisung hiernach nicht der unmittelbar sich herabsenkende Antipassat allein vollführen würde. Sodann aber ist für ein Gebiet mit übereinander geschichteten Luftmassen verschiedener Strömungsrichtung und Stärke die häufige Mischung und Herbeiführung labilen Gleichgewichts wahrscheinlich, wie sie sich in der so vielfach beobachteten Bildung lokaler Zyklonen der mittleren Breiten ausspricht. Leichtere und wärmere Luft gelangt hierbei unter schwerere Schichten, steigt empor und erzeugt jene rasch wandernden Wirbel. Die Unbeständigkeit des Wetters im Gegensatz zu dem der tropischen Wirbel mit ihrem vorwiegend stabilen Gleichgewicht der Luft ist eine unmittelbare Folge jener Erscheinungen.

Fig. 93.

Die Erforschung der Wirbelbildung in der Atmosphäre bedarf sicher noch mancher Aufklärungen; fruchtbringend aber hat sich bereits die Auffassung gezeigt, daß es sich dabei vielfach um Wellenbildungen innerhalb der einzelnen Schichten handelt. Die Tatsache, daß häufig Luftmassen von verschiedener Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit scharf begrenzt übereinander lagern, ist unbestritten. Offenbar werden aber oft die Oberflächen der einen von der über sie hinziehenden durch die Reibungsstöße ähnlich in Wellenbewegung versetzt wie die Meeresoberfläche durch den Wind[129]). Bei größerer Dauer des Reizes können diese Luftwellen gewaltige Ausdehnung auch nach der Tiefe annehmen. Wenn sie dann gelegentlich mit ihrem unteren

[128]) Meinardus a. a. O. (Anm. 109). S. 336 ff. — [129]) Oberbecks Versuch einer graphischen Darstellung dieser verschieden großen Ober- und Unterströme (Met. Z. V, 1888, 309) ist von Hann, Allg. Erdk. 1896, 158 wiedergegeben.

Ende bis zur Erdoberfläche herabreichen, so können sie in der lokal ganz ruhigen Luft unerwartet große aber kurz andauernde Störungen hervorrufen. Für manche Stoßwinde und Regenböen gibt dies eine treffliche Erklärung. Aus allem diesem geht jedenfalls hervor, daß die Bewegungen der Atmosphäre weitere Aufklärungen nur durch stete Hereinziehung der Vorgänge in den oberen Luftschichten gewinnen können.

III. Wasserdampf und Niederschläge.

§ 246. Die Verdunstung. Weitaus die bedeutendste Menge des Wasserdampfes wird der Atmosphäre durch die Verdunstung wasserhaltiger Oberflächenteile der Erde zugeführt. Sie tritt bekanntlich nur an der Oberfläche feuchter Körper auf und wächst daher im graden Verhältnis zu dieser letzteren. Sie zeigt sich bei jeder Temperatur; auch Eis und Schnee verdunsten und können, ohne irgendwie zu schmelzen, an Ausdehnung abnehmen, ja ganz verschwinden. Die Verdunstung nimmt mit der Temperatur der Luft beträchtlich zu, sie ist daher am Tage größer als in der Nacht, im Sommer größer als im Winter, in der warmen Zone bedeutender als in den mittleren und polaren Breiten. Die Dämpfe treten in die Atmosphäre ein, durchdringen sie, vermindern das Gewicht der Luft, da Wasserdampf noch nicht $^2/_3$ so viel als Luft wiegt, und üben nach allen Richtungen einen Druck, eine Spannkraft auf die Luftteilchen aus, die sich bis zu äußerlich wahrnehmbarer Bewegung steigern kann. Aber sobald sie einem zu starken Druck begegnen, gehen sie sofort in tropfbar flüssige oder feste Form über und scheiden aus der Atmosphäre aus. Demnach muß es für die Verdunstung eine Grenze geben, einen Zustand der Luft, wo sie nicht mehr Wasserdampf aufzunehmen vermag, sondern mit diesem vollkommen gesättigt ist. Der Dampf übt alsdann das Maximum seines Druckes aus. Dieser Sättigungszustand steht in enger Abhängigkeit von der Temperatur der Luft. Erhöht sich diese, so kann die Luft noch weiter Wasserdampf aufnehmen, ehe sie von neuem gesättigt ist, erniedrigt sie sich, so muß ein Teil desselben ausgeschieden werden. Die Stärke der Verdunstung hängt also auch von dem jeweiligen Feuchtigkeitsgehalt der Luft ab. Je trockner sie ist, um so rascher wirkt die Verdunstung. Bei ruhiger Luft tritt Sättigungszustand eher ein, die Verdunstung stockt; wenn dann Luftbewegungen die bereits gesättigten Luftmassen von der Quelle der Verdunstung entfernen, so daß trocknere an ihre Stelle treten, wird sie wieder in Gang gesetzt. Im Winde trocknet alles rascher und bei Landwinden ist die Verdunstung im allgemeinen weit größer als bei feuchten Seewinden. Man erkennt also, daß sich hierbei Temperatur und Feuchtigkeit der Luft in gewissem Sinn einander entgegentreten.

Die Versuche, die Größe der Verdunstung durch die Abnahme des Wassers in offenen Gefäßen zu bestimmen, haben bei der Schwierigkeit der Aufstellung unter gleichen Bedingungen des Schutzes (auch gegen seitliche Erwärmung des Gefäßes) und des Luftzutritts heute noch kaum zu sicheren Ergebnissen geführt. Freie Wasserflächen scheinen jedenfalls mehr als feuchter Festboden zu verdunsten und Bedeckung des Bodens mit lebenden Pflanzen befördert die Verdunstungsmenge. Man hat unter diesen Umständen vorgezogen, die Größe der letzteren für größere Landstriche aus dem Überschuß der Niederschläge über die von Flüssen fortgeschafften Gewässer zu bestimmen. Wir kommen auf das Verfahren zurück (S. 620). Der gesamte Überschuß der Niederschläge über die Abflußmengen fällt auf dem Festlande übrigens kaum der Verdunstung anheim, da zur Speisung der

Quellen und des Grundwassers, sowie zum Aufbau und zur Erhaltung der Vegetationsdecke ein freilich nicht näher bestimmbarer Anteil verbraucht oder jedenfalls eine Zeitlang aufgespeichert wird. Über die Verdunstung auf dem Meere vergl. S. 630.

Der Dampfdruck. Als Maß für den in der Luft jeweilig befindlichen Wasserdampf wählt man entweder die Quantität (in Grammen) des zu Wasser kondensierten Dampfes, der in einem Kubikmeter enthalten ist, oder den Dampfdruck (in Millimetern), auch Dunstdruck genannt, gemessen durch die Höhe einer Quecksilbersäule, die der Spannkraft des Dampfes die Wage hält. Es ist aber festzuhalten, daß hierdurch nicht wie beim Luftdruck der Druck des gesamten über uns in der Atmosphäre befindlichen Wasserdampfes gemessen wird, sondern nur die nach allen Seiten wirkende Spannkraft der in der Umgebung des Instrumentes befindlichen Dämpfe, d. h. der von dem Dampf ausgeübte Druck, wie wenn ersterer in einem abgeschlossenen Gefäß allein vorhanden wäre.

Die Beobachtungen haben nun ergeben, daß der Dampfgehalt gesättigter Luft rascher zunimmt als die Temperatur. Der Zufall will es, daß im metrischen Maße der Ziffernwert beider oben genannten Maße fast der gleiche ist. Es beträgt bei einer bestimmten Temperatur der Maximaldampfdruck (e) und das Maximum der Dampfmenge in 1 cbm (q)[130]):

Temperatur . .	— 20°	— 10°	0°	5°	10°	15°	20°	25°
Dampfdruck (e)	$0{,}_{77}$ mm	$1{,}_{95}$ mm	$4{,}_{58}$ mm	$6{,}_{5}$ mm	$9{,}_{2}$ mm	$12{,}_{8}$ mm	$17{,}_{5}$ mm	$23{,}_{8}$ mm
Dampfmenge (q)	$0{,}_{88}$ g	$2{,}_{14}$ g	$4{,}_{84}$ g	$6{,}_{8}$ g	$9{,}_{4}$ g	$12{,}_{8}$ g	$17{,}_{3}$ g	$23{,}_{0}$ g.

Der Dampfdruck ist es zunächst, den wir durch das Psychrometer messen. Daraus ergibt sich das einer bestimmten Spannkraft in Millimetern (e) entsprechende Gewicht des Wasserdampfes in Grammen, welches in 1 cbm enthalten ist, durch die Formel[131])

$$q = 0{,}_{623} \cdot \frac{1293}{(1 + \alpha \,.\, t)} \cdot \frac{e}{760} = \frac{1{,}_{058}}{(1 + \alpha \,.\, t)} \cdot e$$

worin $0{,}_{623}$ das spezifische Gewicht des Wasserdampfes bezogen auf Luft, ferner $\alpha = 0{,}_{00367}$ der Ausdehnungskoeffizient der Luft (S. 585), t ihre mittlere Temperatur der Luft ist. Also ist z. B. für $t = 5°$, wobei $e = 6{,}_{5}$ mm (s. o.), die Dampfmenge $q = 6{,}_{8}$ g aus $1{,}_{058} \times 6{,}_{5} : (1 + 0{,}_{00367} \times 5)$.

Hiernach darf man in äquatorialen Breiten bei einer Temperatur von 26°—28° C und fast fortwährender Berührung der Luft mit Wasser einen der Sättigung nahen Feuchtigkeitsgrad erwarten, einen Dampfdruck also von 25 mm; in den Tropen im allgemeinen einen solchen von 20 mm. In unseren Breiten ist er im Juli 10—12 mm, im Januar 5—6 mm und in den Polargebieten, wo die Temperatur so häufig unter 0° C sinkt, meist nur 2—3 mm. Der jährliche Gang des Dampfdrucks folgt eng demjenigen der Temperatur. Die Jahresschwankung ist im Tropenklima (2—3 mm) kleiner als im Seeklima (5—6 mm); im Innern der Kontinente steigt sie bis auf 9—10 mm (Sibirien).

Bereits hat man die Jahresmittel der Dampfmenge (Q), welche im Kubikmeter Luft an der Erdoberfläche enthalten ist, für einzelne Zehngradzonen berechnet[132])

Breite	Gramm	Breite	Gramm	Breite	Gramm
70—60° N	$3{,}_{1}$	30—20° N	$13{,}_{8}$	10—20° S	$16{,}_{4}$
60—50° N	$4{,}_{9}$	20—10° N	$17{,}_{2}$	20—30° S	$13{,}_{2}$
50—40° N	$7{,}_{0}$	10— 0° N	$18{,}_{9}$	30—40° S	$9{,}_{8}$
40—30° N	$9{,}_{7}$	0—10° S	$18{,}_{7}$	40—50° S	$7{,}_{0}$

[130]) Die Zahlen (für eine Temperatur unter 0° über Eis geltend) schwanken noch immer. Die obigen nach Kohlrausch, Lehrb. d. prakt. Physik, 12. Aufl. v. Warburg 1914, 710. — [131]) Hann, Lehrb. 1915, 226. — [132]) Sv. Arrhenius, Kosmische Physik. Leipzig 1903. 630.

Mit der Höhe geht die Abnahme des Dampfdrucks der Atmosphäre rasch vor sich, viel rascher als die des Luftdrucks, und zwar in der freien Atmosphäre etwas schneller als auf Gebirgen. Indem man für die bei Gebirgsersteigungen und bei Ballonfahrten tatsächlich gefundene Abnahme des Dampfdrucks empirische Formeln aufstellte[133]), fand man für die freie Atmosphäre die nachfolgenden Werte. Wir gesellen ihnen die über die Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe (nach S. 586) bei; die Drucke an der Erdoberfläche sind dabei = 1 gesetzt[134])

Höhe	Dampfdruck	Luftdruck	Höhe	Dampfdruck	Luftdruck
0	1,00	1,00	5000 m	0,11	0,54
1000 m	0,68	0,88	6000 m	0,054	0,47
2000 m	0,41	0,78	7000 m	0,028	0,42
3000 m	0,26	0,69	8000 m	0,013	0,37
4000 m	0,17	0,61			

Im allgemeinen hat man hiernach in 1500 m Höhe schon die halbe Dampfmenge der Atmosphäre unter sich, in 5000 m schon $^9/_{10}$ derselben. Die obern Luftschichten sind äußerst dampfarm. Schon daraus geht hervor, welche Schranken die höheren Gebirge für den Austausch der Luftfeuchtigkeit haben müssen.

Das Gewicht des Wasserdampfes, der im Kubikmeter Luft an der Erdoberfläche enthalten ist, fanden wir abgerundet in Gramm $= (1{,}06 \cdot e_0) : (1 + \alpha t)$ oder in Kilogramm $= (0{,}00106 \cdot e) : (1 + \alpha t)$ [135]). Schneiden wir nun aus der Atmosphäre eine Säule von 1 qm Querschnitt heraus und drängen wir die in dieser enthaltene Dampfmenge derart zusammen, daß sie überall die gleiche Spannkraft hat, wie am Boden, so wird man die Höhe dieser Säule als die einer homogenen Dampfatmosphäre betrachten können, wie wir früher von einer homogenen Luftatmosphäre sprachen (S. 553). Die Höhe der erstern berechnet sich zu 2170 m oder 2,17 km[136]), in der Voraussetzung, daß man dabei die über 5000 m in der Atmosphäre noch enthaltenen Dampfmassen ihrer Geringfügigkeit wegen vernachlässigen kann. Das Gewicht einer solchen Säule von 1 qm Querschnitt wird also

$$= 1{,}060 \cdot 2170 \cdot e_0 = 2300\, e_0 \text{ Gramm oder } 0{,}0016 \cdot 2{,}17\, e_0 = 2{,}3 \text{ Kilogramm}$$

---

[133]) Die Hannschen Formeln, denjenigen der barometrischen Höhenformel (S. 585) nachgebildet, lauten für die Abnahme des Dampfdrucks mit der Höhe in Gebirgen:

$$\log e_h - \log e_0 = -\frac{h}{6300} \quad \text{oder} \quad e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6300}}$$

in der freien Luft:

$$\log e_h - \log e_0 = -\frac{h}{5000} \quad \text{oder} \quad e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{5000}}$$

Beide gelten nur bei mittleren Verhältnissen; die erstere bis etwa 4000 m, die letztere bis etwa 5000 m. Hierin entspricht die Konstante von 5000 m, um mit Briggschen Logarithmen rechnen zu können, bereits dem Quotienten aus der Höhe der homogenen Dampfatmosphäre (= 2170 m, s. o.) und dem Modul des Briggschen Systems: $2170\text{ m} : 0{,}4343 = 5000$, ebenso wie die Barometerkonstante $18400 = 7991 : 0{,}4343$ war (S. 585); Hann, Lehrb. d. Met. 1915, 230 ff.). — [134]) R. Süring nach der genaueren Formel (in Kilometer)

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6} - \frac{h^2}{120}}$$

(Verteilung d. Wasserdampfes: Wiss. Luftfahrten III. Braunschweig 1906, 158). — [135]) $(0{,}623 \cdot 1293) : 760 = 1{,}06$. — [136]) Aus $5000 : 0{,}4343$, vergl. Anm. 133.

betragen, in dem bei diesen Schätzungen von der Temperaturkorrektion abgesehen werden kann. Bei einem Dampfdruck von $e = 10$ mm beträgt das Gewicht der Säule nur 23 kg, eine gegen das mittlere Gewicht einer gleichen Luftsäule (= 10333 kg, verschwindende Größe, nämlich noch nicht $^1/_4$ % der letztern.

Mittels dieser Erwägungen läßt sich auch der Wassergehalt der ganzen Dampfatmosphäre unschwer abschätzen. Multipliziert man die den einzelnen Breitenzonen zukommende mittlere Dampfmenge im Kubikmeter (S. 612) einmal mit der Konstanten $2._3$ und ferner mit dem Areal der Zonen (S. 269), so folgt eine Summe von rund 13000 Mill. Tonnen oder 13000 cbkm als Gesamtmenge des im Mittel in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes[137]). Wie dieser Wassergehalt sich zur Gesamtheit der Niederschläge auf der Erde verhält, kann erst später dargelegt werden (S. 630).

§ 247. **Die Feuchtigkeit der Luft** ist ein äußerst wichtiger klimatischer Faktor. Man hat daher vielfach nach geeigneten Ausdrücken für den Grad derselben gesucht. Unter diesen bezeichnet die absolute Feuchtigkeit nichts anderes, als die tatsächlich im Einzelmoment in der Luft vorhandene Dampfmenge (q) oder den Dampfdruck (e). Sie sagt uns aber nichts über die Wirkung der vorhandenen Feuchtigkeit auf den Organismus. Um die Begriffe „trocken" und „feucht", die uns aus unseren Empfindungen verständlich sind, näher zu bemessen, muß der vorhandene Wasserdampf zur jeweiligen Temperatur in Beziehung gesetzt werden. Man versteht dann unter relativer Feuchtigkeit das Verhältnis (den Quotienten) zwischen dem beobachteten Dampfdruck (e) und dem der Temperatur zukommenden Maximaldruck (e_m), ausgedrückt in Prozenten.

Bei 15° C ist das Maximum des Dampfdruckes $e_m = 12._8$ mm (s. o. Tabelle). Findet man bei der Beobachtung nur $e = 7$ mm, so ist

$$\text{die relative Feuchtigkeit } \frac{e}{e_m} \cdot 100 = \frac{700}{12._8} = 55\,\%.$$

Die relative Feuchtigkeit drückt also aus, daß die Luft trockner wird, wenn ohne neue Dampfzufuhr die Temperatur steigt; jene nimmt alsdann ab, weil der Nenner ihres Zahlenausdrucks, der die Aufnahmefähigkeit bezeichnet, wächst.

Im Laufe des Tages unterliegt die relative Feuchtigkeit großen Veränderungen. Trotzdem der absolute Dampfgehalt in der Luft am Tage größer ist als in der Nacht, im Sommer größer als im Winter, ist die relative Feuchtigkeit am Tage und im Sommer kleiner als in den entsprechenden Gegenzeiten. Ein allzu geringes Maß der letzteren, wie es bei heißen Wüstenwinden (wo sie selbst unter 10 % herabsinken kann) oder bei Föhnwinden (meist 20 %—25 %, ja bis 15 %) nicht selten auftritt, ist den Organismen schädlich, da es ihnen zu rasch alles Wasser entzieht. Aber ebenso wird eine Überfülle der Feuchtigkeit, welche die natürliche Ausdünstung des Körpers hemmt, schwer ertragen. Wir nennen die Luft in diesem Falle bei gleichzeitiger hoher

[137]) Für die höchsten Breiten müssen die Arrheniusschen Mittelwerte der Luftfeuchtigkeit angemessen ergänzt werden. W. Meinardus (Über d. Kreislauf d. Wassers. Sitz.-Ber. d. med.-nat. Ges. Münster i. W., Dez. 1908) fand unter Anwendung des Faktors $2._{17}$ insgesamt 12300 cbkm als Wassergehalt der Atmosphäre. Der Mittelwert der Feuchtigkeit, zu dem Arrhenius gelangt, $11._4$, ergibt 13037 cbkm ($= 11._4 \cdot 2._3 \cdot 510000000$ qkm), also ebenso viel als Meinardus bei Anwendung der Konstante $2._3$ erhalten haben würde.

Temperatur schwül, sie wirkt in den Tropen im hohen Grade erschlaffend auf den Europäer. Im Winter erträgt der Mensch die größten Kältegrade leicht, wenn die Luft wie in Sibirien oder Grönland zugleich trocken ist. Wo aber in polaren Gegenden feuchte Seewinde herrschen und also die relative Feuchtigkeit hoch ist, da leidet der Mensch, auch wenn die Kälte noch nicht allzu groß ist, an dem durchdringendsten Kältegefühl.

Über dem Meer ist die relative Feuchtigkeit ohne große Schwankungen meist 75—80 %. In Deutschland[138]) ist sie im Juli etwa 70—75 % (an der Küste 80—85 %), im Januar meist 85—90 % und mehr; die absolute Feuchtigkeit ist hier dagegen im Mittel des Juli 10—12 mm, im Januar nur 3—5 mm. Landeinwärts zeigt sich im Sommer eine starke Abnahme der relativen Feuchtigkeit. In Greenwich beträgt sie dann 77 %, in Uralsk nur 42 %, wogegen im Winter der Unterschied wenig bemerklich ist.

Mit der Höhe wächst die relative Feuchtigkeit infolge der raschen Temperaturabnahme, so daß in einer gewissen Höhe die Luft sehr feucht erscheint. Sie ist dort dem Sättigungspunkte nahe, was für die Frage der Regengürtel an den Gebirgen von Bedeutung ist (S. 622). Erst in höheren Regionen wird die Luft wieder beträchtlich trockener vermöge des geringen Vorrats an Dampf überhaupt.

Mehrfach hat man neben der relativen Feuchtigkeit auch das Sättigungsdefizit[139]), also die Differenz zwischen der der Temperatur entsprechenden Aufnahmefähigkeit der Luft (e_m) und dem beobachteten Dampfdruck (e) als geeigneteren Ausdruck für die Feuchtigkeit vorgeschlagen; dies trifft jedoch nur in Einzelfällen zu. Eine gleichzeitige Kenntnis der Temperatur erfordert das Sättigungsdefizit zum Verständnis, ob man es mit mehr oder weniger feuchter Luft zu tun hat, noch dringender als die relative Feuchtigkeit[140]).

Unter dem Taupunkt versteht man diejenige Temperatur, unter welcher die in der Atmosphärenschicht vorhandene Dampfmenge sich zu Wasser niederschlagen muß. Bei gesättigter Luft entspricht also die jeweilige Lufttemperatur gleichzeitig dem Taupunkt. Eine minimale Erniedrigung derselben führt zur Ausscheidung von Regen. Je feuchter die Luft, je größer die relative Feuchtigkeit ist, um so weniger braucht die Temperatur zu sinken, damit das Wasser tropfbar flüssig wird; je trockener die Luft, um so tiefer liegt der Taupunkt unter der Lufttemperatur.

Bei 10 ° C und 50 % relativer Feuchtigkeit wird der Taupunkt erst bei 0 ° C liegen. Denn da gesättigte Luft von 10 ° C nur $9{,}_4$ g Wasserdampf im Kubikmeter enthalten kann, der einem Maximaldruck von $9{,}_2$ mm die Wage hält, so verhält sich $50 : 100 = x : 9{,}_2$ mm, also ist $x = 4{,}_6$ mm. Es entspricht aber nach der Tabelle (S. 612) $4{,}_6$ mm einem Maximaldruck bei 0 °. — Ebenso beginnt Wasserausscheidung bei 20 ° und 90% Feuchtigkeit schon, wenn die Temperatur ein wenig unter $18{,}_3$ ° sinkt; denn aus $90 : 100 = x : 17{,}_5$ mm folgt: $x = 15{,}_{75}$ mm und dies entspricht einem Maximaldruck bei $18°{,}_3$ C.

Man bestimmt die Luftfeuchtigkeit u. a. durch das Psychrometer. Dasselbe besteht aus zwei gleichartigen Thermometern, von denen die Kugel des einen mit einer feinen Musselingaze umhüllt ist, welche durch einen Fortsatz in einen Wasserbehälter taucht und die Kugel damit feucht erhält. Die Verdunstung am benetzten

---

[138]) Hugo Meyer, (Met. Z. II, 1885, 161). — [139]) Hugo Meyer, Anleitung z. Bearbeitung meteor. Beob. 1891, 101 ff. — [140]) Hann, Die Luftfeuchtigkeit als klimat. Faktor (Wiener Klin. Wochenschr. 1889 und Handb. d. Klimatologie, 1897, I, 57 ff.).

Thermometer entzieht diesem Wärme, so daß es im allgemeinen einen niedrigeren Stand als das trockene haben wird. Der erstere entspricht dem Taupunkt der gesättigten Luft, dessen zugehöriger Maximaldampfdruck aus Tabellen wie S. 612 gefunden werden kann. Je größer die psychrometrische Differenz zwischen beiden Thermometerständen ist, um so größer wird der Abzug sein, den man am jeweiligen Maximaldampfdruck machen muß, um den tatsächlich vorhandenen zu finden. Solche Abzugstafeln sind gleichfalls berechnet worden[141]).

§ 248. Formen der Niederschläge. Die Ausscheidung des Wasserdampfes aus der Atmosphäre ist immer durch eine Temperaturerniedrigung der Luft bedingt; diese kann auf verschiedene Weise erfolgen. Zunächst sprechen wir von der bloßen Kondensation des Wasserdampfes, der in klimatischer Hinsicht sehr wesentlich von den tropfbaren Niederschlägen zu unterscheiden ist.

Wenn wärmere feuchte Luft mit kalten Flächen fester Stoffe in Berührung tritt, beschlagen letztere mit winzigen Wassertröpfchen. Dasselbe findet bei der Bildung von Tau und Reif statt. Es sind dies Niederschläge, die ausschließlich durch die starke Abkühlung des Bodens (infolge der Ausstrahlung während der Nacht) bedingt sind, diesem aber auch anhaften, so daß eine Trübung der untersten Luftschichten nicht eintritt. Reif ist nichts anderes als gefrorener Tau, bildet sich also erst, wenn sich der Boden unter den Gefrierpunkt abkühlt. Da lebende Pflanzen stark verdampfen, wird der Tau besonders über bewachsenem Boden auftreten. Plötzlicher Umschlag der Witterung bedingt den Rauhfrost, das Glatteis und ähnliche Erscheinungen, sobald die stark abgekühlte Erdoberfläche von einem wärmeren Luftstrom bestrichen wird.

Kühlt sich der Boden rasch durch Ausstrahlung in heiteren Nächten ab, während die Luft warm und feucht war, so bilden sich dichte Bodennebel von geringer Höhe, wie sie auf Talflächen und Wiesengründen oft beobachtet werden. In ähnlicher Weise erklären sich die weit verbreiteten Polarnebel durch ein Hinstreichen wärmerer Seewinde über stark abgekühlte Teile des Erdbodens. Durch Bildung unzähliger Wasserbläschen wird der im Wind enthaltene Wasserdampf auf diese Weise erst sichtbar, sobald die Abkühlung eintritt. Die gefürchteten Nebel über der Neufundlandbank erreichen ihre südliche Grenze etwa unter 44° Br., weil hier die kalte Unterlage des Labradorstroms endigt. Nebelreich sind aus ähnlichem Grunde die subtropischen Westküsten der Kontinente mit ihren kalten Strömungen und Auftriebgewässern (S. 544), vor allem das Peruanische Küstenmeer mit seinen äußerst feinen Niederschlägen (Garúas). Umgekehrt tritt die gleiche Erscheinung ein, wenn kalte Luftströmungen plötzlich über wärmere Flächen hineinbrechen, über welchen die Atmosphäre sich mit Wasserdampf gesättigt hatte. Dahin gehören die Abendnebel in Flußtälern, über Mooren und Wiesen, die Küstennebel Norwegens, sobald die Windrichtung in eine nördliche umspringt usw.

Was wir Wolken nennen, unterscheidet sich der Zusammensetzung nach in nichts von dem Bodennebel; sie treten nur weit häufiger auf, weil in höheren Luftschichten sich die Ursachen zur Kondensation des Wasserdampfes vermehren. In geringem Maße erfolgt diese durch Mischung tem-

[141]) Jelinek, Tafeln S. 224. II, 1895, S. 19 ff.

perierter Luftmassen, die wichtigste und allgemeinste Veranlassung bietet der aufsteigende Luftstrom. Nach dem früher Dargelegten (S. 570) ist hierbei nicht so sehr die Erhebung der feuchten Luft in höhere und kältere Regionen an sich maßgebend als ihre Abkühlung infolge der Ausdehnung. Dadurch wird ihr innere Wärme entzogen und sie dem Taupunkt näher geführt. Je trockener die Luft ist und je wärmer sie an der Oberfläche der Erde war, um so höher liegt die Region, in welcher der Taupunkt erreicht wird. Daher rührt die sehr verschiedene Höhe der Wolken, das Auf- und Niederschweben derselben. Das Ruhen der Wolken an Bergspitzen oder Bergkämmen trotz starker Windbewegung ist nur scheinbar; es erklärt sich daraus, daß die feuchte Luftmasse, die beim Emporsteigen an der einen Seite Nebel bildet, auf der anderen Seite beim Herabsinken erwärmt wird und damit die Wasserbläschen sich wieder verflüchtigen und unsichtbar werden.

Man unterscheidet unter den Wolken verschiedene Formen[142]), denen auch durchschnittlich eine gewisse Höhenschicht zukommt, in welcher sie auftreten[143]); doch hängt letztere auch zum Teil von der geographischen Breite ab. Die entsprechenden Schichten liegen im allgemeinen in höheren Breiten niedriger. Die Federwolken (Cirri) der höchsten Regionen (mittlere Höhe 7000 m—13000 m) bestehen aus weißen Nebeln von Schneekristallen und unterscheiden sich sehr deutlich von den Haufenwolken (Cumuli), der Hauptform der Sommerwolken in warmen Landstrichen (1400 m—2000 m). Werden diese durch Wind verschiedener Geschwindigkeit in den einzelnen Höhen streifenförmig auseinandergezogen, so bezeichnet man diese als Schichtwolken (Stratus). Die dichte formlose Regenwolke heißt Nimbus und findet sich meist in Höhen von 1500 m—2000 m. Diese Formen treten nicht selten vereint auf, so daß man von Cirro-Stratus (kaum niedriger als die Cirri) oder von Cirro-Cumulus (Schäfchenwolken, 6600 m bis 7000 m, in Europa nur 5—6000 m), von Strato-Cumulus (2000 m—3000 m) usw. spricht.

Die Bewölkung. Klimatisch haben die Wolken in ihrem geselligen Auftreten eine hohe Bedeutung, denn sie lagern sich oft tagelang über den gesamten Horizont und beeinträchtigen die Insolation ebenso sehr, wie sie eine freie Ausstrahlung der Bodenwärme hemmen. Den Anteil des Himmels, der durch die Bewölkung bedeckt ist, abschätzend — meist nach Zehnteln der Himmelsfläche — zieht man die Zahl der ganz heiteren, halb usw. heiteren, bedeckten Tage mit zur Charakterisierung des Klimas heran. Durch Isonephen oder Linien gleichen Bewölkungsgrades kann man die mittlere Bewölkung auch kartographisch niederlegen[144]). In äquatorialen Breiten reichlich die Hälfte des Jahres anhaltend, sinkt die durchschnittliche Bewölkung in den Zonen hohen Luftdrucks beträchtlich herab, um dann wieder polwärts zu steigen. Die Südhemisphäre ist in den höheren Breiten vermöge ihrer Wasserbedeckung stärker bewölkt als die nördliche. Trockene Wüstenstriche zählen bis zu 250 und mehr ganz heitere Tage im Jahre. Der trockene Mittel-

[142]) Wolkenatlas in 12 Tafeln von Hildebrandsson, Köppen u. Neumayer, Hamburg 1890; Hildebrandsson, Riggenbach u. Teisserenc de Bort, Atlas internat. des Nuages, Paris 1896, 2. Aufl. 1910, 4°, 14 Tafeln. — [143]) S. die Zusammenstellungen in Hann, Lehrb. d. Met. 1901, 272; 1915, 281. — [144]) Zuerst für die ganze Erde und alle Monate von Teisserenc de Bort versucht. (Ann. du Bureau centr. météor. de France. 1884, IV, 4°, Paris 1886, 13 Taf.; s. Geogr. Jahrb, XIII. 1889, 54; danach Jahresmittelkarte in Hann, Allg. Erdk. 1896, 201).

meer-Sommer läßt an der nördlichen Adria die Bewölkung nur 28% (im Jahresmittel 40%) erreichen, während sie an der norddeutschen Küste bis auf 60% (im Jahresmittel 66%) steigt[145]). Die Leeseite der Gebirge zeigt weit geringere Bewölkung als die Luvseite, besonders wenn letztere von feuchten Seewinden getroffen wird.

Der tropfenförmige Niederschlag oder Regen geht unmerklich aus den Nebelbläschen der Wolken hervor; nur selten scheiden sich tropfbare Niederschläge unmittelbar aus der feuchten Atmosphäre aus. Wie es scheint, erfordert die Bildung von Wassertropfen das Vorhandensein eines minimalen, aus Fremdkörpern, wie Staubkörnchen, Gasmolekulen, elektrischen Ionen bestehenden Kernes. Der Regen bildet so anfänglich äußerst feine, im Fallen rasch wachsende Tropfen, die aber den Erdboden nicht immer erreichen. Denn oft ruhen unter den Wolken wärmere Schichten, in denen sich nicht nur die Nebel, sondern auch die Regentropfen wieder auflösen. Ist die Luft durchweg kalt wie bei uns im Winter und auf höheren Bergen auch im Sommer, so nimmt der Wasserdampf die Form der Schneekristalle an, die sich gelegentlich zu kleinen Körnchen zusammenballen. Und wenn sich diese durch eine recht wasserdampfreiche Schicht hindurch bewegen, setzen sich von unten beim Fallen Eisschalen an und stürzen als Hagelkörner herab. In den höheren Luftschichten ist die Luft stets ziemlich tief unter Null. Sinken diese herab und befördert die höhere Wärme der untern Schichten dampfreiche Luft in die kalten Höhen, so erscheint dies ein Haupterfordernis für die Hagelbildung zu sein. Daher erfolgen Hagelschläge bei uns meist im Mai und Juni.

Gewitter[146]) mit heftigem Platzregen und starken elektrischen Entladungen in Form von Blitz und Donner haben ihre hauptsächlichste Ursache in der Überhitzung der unteren Luftschichten und deren rasch sich entwickelnder aufsteigender Bewegung. Daher ist bei uns der Sommer reich an solchen, und in äquatorialen Gegenden entwickelt sich in den sog. Regenzeiten fast täglich ein Gewitter am Nachmittag, während frühmorgens die Luft hell und klar ist. Zieht eine große Zyklone über ein Gebiet hinweg, so ist die äquatoriale Seite desselben durch weitverbreitete Gewitter bezeichnet. Viel seltener sind Wintergewitter, und vorzugsweise werden diese im milden Seeklima beobachtet; hier besorgen Wirbelstürme die Aufwärtsbewegung der Luft. Getürmte Haufenwolken, von einem aus Cirro-Stratuswolken bestehenden Schirm bedeckt, sind die eigentlichen Gewitterwolken.

§ 249. Die Menge der Niederschläge. So groß die Bedeutung des Taues und Nebels im Haushalte der Natur für viele Gegenden der Erde ist, so besitzen wir doch bis jetzt kein Mittel, den in diesen Formen kondensierten Wasserdampf quantitativ sicher zu bestimmen. Jedenfalls ist die bei Taubildung gelieferte Wassermenge in gemäßigten Breiten sehr gering, weit größer in den Tropen. Leichter ist Bestimmung der durch Regen und Schnee ausgeschiedenen Wassermenge. Das Emporsteigen feuchter Luftmassen ist, wie wir sahen, die Hauptquelle dieser Niederschläge und ihrer Vorboten, der Wolken.

[145]) Elfert, P., Karte der Isonephen in Mitteleuropa (Pet. Mitt. 1890, Taf. 11, 1 : 5000000). Alle Karten sind erneuerungsbedürftig. — [146]) Näheres bei Hann, Lehrb. 1915, 304 ff.

Regenhöhe. Die Menge der wirklich zur Erde niederfallenden gröberen Niederschläge bestimmt man nach der Höhe der Wasserschicht, welche im Laufe der Beobachtungszeit (eines Gewitters, einer Stunde, eines Tages, Monats, Jahres usw.) die Flächeneinheit bedecken würde, ohne daß das Wasser durch Abfluß oder Verdunstung während dieser Zeit Verluste erlitte. Man nennt dies die **Regenhöhe**. Diejenige eines Monats, Jahres usw. wird durch Summation der Einzelbeobachtungen während dieser Zeiten gewonnen.

Als **Regenmesser** benutzt man meist Zylinder von nicht größerer Öffnung als 200 qcm. Ein Trichter im Inneren schützt gegen Verdunstung. Schnee wird dabei nur mit der aus ihm durch Schmelzung gewonnenen Wassermenge in Rechnung gestellt. Wichtig ist für den frei aufgestellten Regenmesser **Windschutz**, weil starker Wind feinen Regen und Schnee in beträchtlichen Mengen am Einfall in den Regenmesser hindert.

Theoretisch läßt sich berechnen, welchen Anteil gesättigte Luft an Wasserdampf abgeben muß, sobald sie eine bestimmte Höhe erreicht. Gesetzt es steige aus tropischem Meere gesättigte Luft von 25 ° C bis 2000 m in die Höhe[147]), so kühlt sie sich auf etwa 17 ° C ab (d. h. nur um etwa 8 °, weil die thermische Höhenstufe bei so hoher Anfangstemperatur im Mittel zu 250 m für 1 ° = [0°,4 für 100 m] angenommen werden muß[148]). Der Maximalgehalt an Wasserdampf beträgt bei 25 ° zwar 23,0 g pro cbm, bei 17 ° nur 14,5 g (S. 602). Es müßten hiernach 8,6 g ausgeschieden werden. Indessen hat sich die Luftmasse bei dem Aufstieg um 26 % ausgedehnt[149]), so daß jedes ursprüngliche Kubikmeter jetzt nicht 14,5 g, sondern 18,3 g Wasserdampf festhalten kann. Die Ausscheidung beschränkt sich also auf 4,7 g (= 23,0 g — 18,3 g) pro cbm. Soll hieraus ein erklecklicher Niederschlag entstehen, so muß ein dauernder Aufstieg der Luft erfolgen und eine mächtigere Schicht das Niveau von 2000 m passieren. Eine einmalige völlige Dampfentleerung der über einem Landstrich befindlichen Atmosphäre würde jedenfalls nicht entfernt hinreichen, diesem so große Regenmengen zuzuführen, wie sie oft in kurzer Zeit beobachtet sind. Nehmen wir den Dampfdruck zu 10 mm an, so ward früher (S. 614) das Gewicht des in einer Einheitssäule von 1 qm Querschnitt befindlichen Wasserdampfes zu 23 kg angegeben. Dies entspricht einer Regenhöhe von 23 mm (23000 g : 10000 qcm). Nun sind es ja immer nur gewisse Schichten der Atmosphäre, die zum Regen gezwungen werden. Somit ist ein ergiebiger Regen nur möglich, wenn fortwährend ein mächtiger Strom gesättigter Luft mit großer Geschwindigkeit über ein Gebiet hinweht.

[147]) Hann, Allg. Erdk., 1896, 179. — [148]) Hanns Tabelle der Temperaturabnahme gesättigter aufsteigender Luft bei ruhender Atmosphäre mit der Höhe; (Österr. Zeitschr. f. Met. IX, 1874. 328), und Sprung Lehrb. 1885, 177. — [149]) Die Dichte der trockenen Luft, deren spezifisches Gewicht bei 0 ° C und 760 mm Luftdruck = $0{,}_{001293}$ (Wasser bei 4 ° C = 1) ist, berechnet sich unter anderen Temperatur- und Druckverhältnissen nach der Formel

$$D = \frac{0{,}_{001293}}{1 + \alpha \cdot t} \cdot \frac{B_1}{760} \qquad (1)$$

worin α = der Ausdehnungskoeffizient der Luft = $^1/_{273} = 0{,}_{00367}$ ist. Daraus wird D_0 am Meeresspiegel ($B_0 = 760$) bei einer Mitteltemperatur $t = 21\,^0$ C zu $0{,}_{00120}$ gefunden. Ferner berechnet sich aus der barometr. Höhenformel (S. 585)

$$2000\,\text{m} = 18400 \log \frac{760}{B_1} (1 + 0{,}_{00367} \cdot 21) \qquad (2)$$

der mittlere Barometerstand (B_1) in der Höhe von 2000 m bei 21 ° C Mitteltemperatur zu 602 mm. Mit diesem Wert erhält man aus (1) die Dichte in der Höhe $D_1 = 0{,}_{00095}$. Also da die Volumina sich umgekehrt wie die Dichten verhalten, so daß $V_0 : V_1 = D_1 : D_0 = 0{,}_{00095} : 0{,}_{00120} = 100 : 126$ ist, hat sich die Luft um 26% ausgedehnt.

Herkunft des Regens auf der Landfläche[150]). Während man bisher die Dampfmassen, welche die Luftströmungen von der Meeresfläche abhoben, als wesentlichste Quelle der Niederschläge auf dem Lande angesehen hat, mehren sich die Stimmen, welche in der über letzterem aufsteigenden Verdunstung die reichlicheren Regenspender erblicken.

Zu diesem Schluß führte die Erfahrung, daß oft in großer Entfernung vom Meere beträchtliche Niederschläge erfolgen, die unmöglich in diesem Betrage durch die Winde von den fernen Küsten herbeigeführt werden können. Schon oben (S. 611) ist auf den Mangel genauer Bestimmungen der Dunstmenge über größeren Landflächen hingewiesen. Zwar liegen einige Schätzungen vor, die sämtlich zu dem Ergebnis kommen, daß in klimatisch feuchteren Gegenden auch die Verdunstung größer ist als in Trockengebieten, und daß ebenso das wärmere Klima sie befördert. Ein vom Regen eben benäßter Boden führt auf dem Wege der Verdunstung auch der Luft sofort wieder Wasserdampf zu, aber da auf nacktem Boden der Abfluß rasch erfolgt, wird die Menge des verdunsteten Wassers auf solchem weit geringer sein als auf bewachsenem. Bei reichlicher Vegetation greift die Verdunstung tiefer in den Boden hinein, indem die Pflanzenwurzeln das Wasser heraufbefördern.

Um zu bestimmtern Werten zu gelangen, ist man neuerdings von dem Gedanken ausgegangen, daß im Durchschnitt der Jahre die Wassermenge, welche dem Meere entnommen von den Winden nach dem Lande getragen und dort niedergeschlagen wird, ersterem durch die Flüsse wieder zugeführt wird, sodaß sich also ein Gleichgewicht zwischen dieser Meereszufuhr und der Abflußmenge vom Lande herstellt. Der Überschuß der Niederschlagsmenge über die Abflußmenge würde dann der Verdunstung vom Lande zuzusprechen sein. Die Abflußmenge ist durch sorgfältige Messungen an allen das Land durchziehenden Flüssen immerhin leichter zu bestimmen als die Menge des verdunstenden Wassers.

Eine derartige Untersuchung[151]) hat für Mitteleuropa ergeben, daß von der Niederschlagsmenge bezw. -höhe dem Boden 37½ % durch Abfluß, 62½ % durch Verdunstung wieder entzogen werden. Freilich zeigen sich beträchtliche Unterschiede, wenn man die in Betracht gezogenen Flußgebiete nach den verschiedenen Bedingungen der Kondensation des ozeanischen Wasserdampfes ordnet, d. h. nach der Lage zum Meere und zu den Regenwinden, zu ihren Erhebungen und der gesamten Höhenlage des Landes. Während in den Flachlandsgebieten (mit 460—700 mm Niederschlagshöhe) nur 20—40 % auf den Abfluß (also die Meereszufuhr als Herkunftsort) entfielen, erhob sich diese Zahl bei steigendem Niederschlag in den Gebirgsgebieten auf 26—45 %, in den Hochgebirgsgebieten (Donauzuflüssen) auf 62—73 %[152]). Hier im Hochgebirge kommt also nicht nur die starke Kondensation des herbeigeführten Wasserdampfes, sondern auch das weit steilere Gefälle, das den Abfluß befördert, in Betracht. Eine Schätzung der Abflußquote für die Gesamterde, hergenommen von 52 Flußgebieten, gelangt zu 30 % der Niederschlagsmenge (S. 623, Anm. 163).

Die Bedeutung des Waldes für den Regen ist eine Frage, die noch immer in sehr verschiedenem Sinne beantwortet wird[153]). Es kann

[150]) Ed. Brückner, Die Herkunft des Regens, Vortrag (Verh. d. VII. Intern. Geogr.-Kongr. Berlin, II, u. Geogr. Zeitschr. VI, 1900, 89—96). — [151]) H. Keller, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung in Mitteleuropa (Jahrb. f. Gewässerkunde, Bes. Mitt. Bd. I. Nr. 4, Berlin 1906 und in fast vollständigem Auszug in Geogr. Zeitschr. XII, 1906), eine in methodischer Hinsicht bedeutsame Arbeit. — [152]) Keller a. a. O., 687. — [153]) H. Blanford, Wald und Regen in Indien (Met. Z. V, 1888, 235), s. auch Hann, Klimatologie I, 1908, 186 ff. u. Forest Influences. U. S. Department of Agriculture. Forestry Division Bull. N. 7, Wash. 1902, (Pet. Mitt. 1903, LB. 36).

nun keinem Zweifel unterliegen, daß eine mit Wald bestandene Fläche der Luft bedeutende Quantitäten Wasserdampf zuführt. Als ein neuer Beweis gilt der Umstand, daß in Waldflächen das Grundwasser tiefer zu stehen pflegt, als auf freiem Felde[154]). Aber die Abkühlung der Luft, die damit verbunden ist, reicht doch im allgemeinen nicht aus, ihr den Dampf in Form von Niederschlägen wieder zu entziehen. Es kommt daher die betreffende Masse des Wasserdampfes keineswegs immer den Gegenden selbst, in denen sich die Waldflächen ausdehnen, zugute, vielmehr verfrachtet der Wind die Dämpfe, um sie in leewärts gelegene Landstriche zu tragen.

Regenwahrscheinlichkeit. Klimatisch hat neben der Wassermenge, welche die Niederschläge bringen, die Häufigkeit ihres Eintretens Bedeutung. Auf dem Meere lassen sich dauernde Beobachtungen der Regenhöhe überhaupt nicht anstellen. In beiden Fällen greift man zur Bestimmung der Regenwahrscheinlichkeit, indem man die Anzahl der Tage, an welchen Regen fällt, in Beziehung setzt zur Zahl der Tage einer Beobachtungsperiode. Die monatliche Regenwahrscheinlichkeit eines Landstrichs von $0{,}_{20}$ oder 20 % deutet also an, daß es dort nur an 6 Tagen im Monat zu Niederschlägen kommt.

Die Veränderlichkeit der Regenmenge in den einzelnen Jahren ist für viele Gegenden der Erde eine ziemlich große. Daher kommt es, daß selbst in sehr regenreichen Gebieten die regelmäßigen Niederschläge nicht selten ausbleiben und die Hungersnotplagen keineswegs auf an sich regenarme Landstriche beschränkt sind. Eine Schwankung von 10—15 % vom rohen Jahresmittel ist eine häufige Erscheinung. Das letztere kann unter Umständen daher noch weit vom normalen Mittel entfernt sein.

Noch verfügt man über wenige Stationen mit mehr als 25—30 jährigen Beobachtungen. Eine kartographische Darstellung erfordert also zunächst eine Reduktion auf annähernd vergleichbare Mittel. Diese hat freilich bei dem im hohen Maße den örtlichen Einwirkungen unterworfenen meteorologischen Element der Niederschläge ihre besondere Schwierigkeit. Man pflegt daher, anders als bei der Temperatur (S. 567), vorauszusetzen, daß in den gleichen Beobachtungsjahren die Regenmenge einer Station (nicht um den gleichen Betrag, sondern) in demselben Verhältnis zu groß oder zu klein gewesen sei, als sie bei einer benachbarten Vergleichsstation sich abweichend von ihrem Normalmittel gezeigt hat[155]).

Gesetzt ein Ort B habe in den Jahren 1910—1915 eine mittlere Regenhöhe von 710 mm gehabt, ein benachbarter A, dessen langjähriges Normalmittel 580 mm betragen mag, in jenem fünfjährigen Zeitraum 551 mm, so wäre die reduzierte Regenhöhe für B auch um $5{,}_3$ % größer anzunehmen, also

$$B = 710 \cdot \frac{580}{551} = 710 \cdot \frac{1053}{1000} = 748 \text{ mm}.$$

Wirtschaftlich ist die in kurzem Zeitraum rasch fallende Menge[156]) von größter Wirkung, freilich fast niemals als Segen, da Bäche und Flüsse und der Boden die Wassermengen nicht so rasch aufzunehmen vermögen. Man hat schon bei uns Wolkenbrüche beobachtet, die 30, 40, ja 60 mm Regenhöhe in einer Stunde lieferten. Solche Wassermassen können natürlich immer

[154]) Zeitschr. f. Gewässerk. I, 1898, 214, 278. II, 1899, 160. — [155]) Diese meist angewandte Hannsche Regel (Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl. LXXXI, II. Abt., 1880, 12) ward von P. Schreiber (Abh. d. k. sächs. Met. Inst., Chemnitz I, 1896, S. 14 ff.) in ihrer Gültigkeit bestritten, worauf Hann sie von neuem verteidigte (Met. Z. 1898, 121—133). — [156]) Ziemer, H., Die größten Regenmengen eines Tages (Pet. Mitt. 1881, 201; s. auch Hann, Lehrbuch 1915, 369—37).

nur über ein kleines Gebiet ausgeschüttet werden, da die Atmosphäre an sich über großen Flächen auch bei ungewöhnlich warmem und feuchtem Wetter doch nur geringe Massen in Dampfform enthält. — Bei einer täglichen Regenhöhe von 50 mm—100 mm treten natürliche Flüsse aus und beginnen ihre Verheerungen. Aber in gewissen regenreichen Gebieten scheinen Güsse von 150 mm—200 mm und mehr in 24 h nicht zu den Seltenheiten zu gehören. Den höchsten Tagesbetrag hat man (1876) mit 1036 mm bisher in den Höhenstationen Indiens gefunden[157]). An solchen gewaltigen einzelnen Gewittergüssen sind selbst höher gelegene trockene Wüstengegenden nicht arm. Die zahlreichen, tief ausgewaschenen leeren Flußbetten, die sich durch die Sahara, Arabien usw. ziehen, sind allein auf eine solche Form der Niederschläge zurückzuführen (S. 333), soweit sie nicht schon aus früheren regenreicheren Erdperioden (Pluvialperioden) stammen.

Regenkarten. Über die jährliche Menge der Niederschläge, die uns vom Standpunkte der Klimatologie mehr interessiert, liegen bereits genügende Beobachtungen vor, um diese Verhältnisse wenigstens in großen Zügen für die Landflächen der Erde kartographisch niederzulegen[158]). Nach Auftragung der reduzierten Regenhöhen für alle zur Verfügung stehenden Punkte zieht man zwischen diesen unter taktvoller Berücksichtigung des Bodenreliefs die Isohyeten oder Linien gleicher Regenmenge (Atlas, Taf. 8). Nach dem früher Dargelegten ist es nicht schwierig, von vornherein die Gegenden der Erde aufzufinden, die — absolut und im Verhältnis zu ihrer Umgebung — besonders regenarm und regenreich sind. Da die Winde die eigentlichen Träger feuchter Luftmassen sind und Gebirge, die sich ihrem Wege entgegenstellen, die Hauptveranlassung zu aufsteigenden Luftströmen und damit zu ergiebigen Niederschlägen bieten, so bedarf es zu diesem Studium vor allem der Windkarten und der Höhenkarten der Erdoberfläche. Die Luvseite der Erhebungen ist immer regenreich im Verhältnis zur Umgebung, besonders wenn Seewinde sie unmittelbar treffen, die Leeseite und die dahinter gelegenen Landstriche befinden sich im „Regenschatten". Eine gute Regenkarte spiegelt daher das gröbere Relief eines Landes wieder und führt umgekehrt in die Windkarte ein. Winde, die von höheren Breiten nach niederen ziehen (Passate) oder von den Küsten in heiße Tiefländer, bringen diesen wenig Regen, weil sie sich mehr vom Sättigungspunkte entfernen als ihm zueilen.

Nicht im Tiefland, sondern an den Gebirgswänden finden sich die Maximalzonen der Niederschläge[159]). Diese gehören aber durchaus nicht immer den höchsten Regionen an. Vielmehr wird schon in einer mäßigen, bei Einzelgebirgen verschiedenen Erhebung ein Niveau erreicht, in welchem die Kondensation ihren höchsten Betrag gewinnt. Wenn uns aus Indien Sta-

[157]) Geogr. Jahrb. XVII, 1894, 344. — [158]) Die meisten früheren Darstellungen beruhen auf Loomis' Karte von 1883 (Amer. Journal of Science, 1883. I. 1 : 70000000). Vergl. die Kritik von Hann im Text zum Phys. Atlas. Sie ward ersetzt durch A. Supans Karten der mittl. jährl. Regenmenge auf der festen Erdoberfläche (1 : 100 Mill.) und innerhalb der vier Hauptjahreszeiten (1 : 200 Mill.), welche er 1898 auf Grund der Beobachtungen von ca. 4000 Stationen (wovon allerdings 2000 in Europa) entwarf; die Karten schreiten in Stufen von 250, 500, 750, 1000, 2000 und über 2000 mm Regenhöhe fort. Vergl. Supan, Die Verteilung des Niederschlags a. d. festen Erdoberfläche (Erg.-Heft Nr. 124 zu Pet. Mitt. 1898). Dazu treten die Regenkarten Europas v. J. Reger 1 : 12 Mill. (Pet. Mitt. 1903), Afrikas v. G. Fraunberger 1 : 25 Mill. (das. 1906), Südamerikas v. E. L. Voß 1 : 40 Mill. (Erg.-Heft Nr. 157 zu Pet. Mitt. 1907, mit Monats- u. Jahreszeitenkarten, 1 : 60 Mill.).

tionen genannt werden[160]) mit 10 m, ja 12 m jährlicher Regenhöhe, wie Tscherrapundschi in Assam, so liegen diese in einer Höhe von 1200 m—1300 m. Darüber hinaus nehmen die Niederschläge ab, um in 2400 m wieder diejenige der Ebene zu erreichen und in 3000 m auf $^1/_5$ der letzteren zu sinken. In anderen Gebirgen liegt freilich die Maximalzone höher, in den Alpen vielleicht in 2000 m. Ein bestimmtes Gesetz über diese Höhengrenze kennt man noch nicht.

Gesamtheit der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche. Ein neuerer Versuch, die Regenkarte der Festlandsfläche auszuwerten[161]), ergibt für diese eine mittlere Regenhöhe von 75 cm, und zwar entfallen 87 cm auf die Einzugsgebiete der Ozeane oder die peripherischen Landflächen, 33 cm auf die abflußlosen Gebiete.

Man gewinnt diese Zahlen, indem man auf flächentreuer Karte den Flächeninhalt der zwischen zwei Isohyeten gelegenen Gebiete mißt und diese mit dem Mittel aus den Ordnungszahlen der begrenzenden Isohyeten oder mit einem wahrscheinlicheren Faktor multipliziert. Obiger Zahl liegt ein jährlicher Gesamtregenfall auf dem Festlande von 112000 cbkm zugrunde, der sich auf 149 Mill. qkm (einschließlich des antarktischen Kontinents) verteilt. Davon entfallen 101500 cbkm auf die Einzugsgebiete der Ozeane, welche hier zu 117 Mill. qkm angenommen werden, 10500 cbkm auf die abflußlosen Gebiete (32 Mill. qkm)[162]). Leider kennt man die dem Meere durch die Flüsse zugeführten Wassermengen nicht genau. Eine Schätzung auf Grund einer größeren Zahl von Stromgebieten nimmt das Verhältnis der aus diesen abfließenden Wassermenge zu der als Regen und Schnee herabfallenden, oder das Verhältnis der Abflußhöhe zur Niederschlagshöhe wie $1 : 3,_3$ an[163]). Danach würde das Weltmeer von jenen Niederschlägen auf dem Lande (112000 cbkm) jährlich 30600 cbkm Wasser auf dem Wege des Zuflusses zurückerhalten und 71000 cbkm würden der Verdunstung wieder anheimfallen. Dazu kommen die 10500 cbkm verdunstenden Wassers aus den abflußlosen Gebieten.

Als mittlere Höhe der verdunsteten Schicht über den Landflächen findet man dadurch rund 55 cm (= 81500 cbkm : 149000000 qkm), und zwar rund 61 cm (= 71000 cbkm : 117000000 qkm) über den zum Meere entwässerten, rund 33 cm (= 10500 cbkm : 32000000 qkm) über den Binnengebieten. Als Ab-

[159]) Hann, Handb. d. Klimatologie, I, 1908, 257ff. — [160]) A. Hill, Die Höhe der Maximalzone des Regenfalls in Indien usw.; (Österr. Met. Z. XVI, 1879, 161 ff., Geogr. Jahrb. VIII, 1880, 140). — [161]) R. Fritsche, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung auf der Landfläche der Erde. Inaug.-Diss. Halle 1906. Dieser Arbeit, die sich durch zahlreiche Kontrollrechnungen empfiehlt, ist die Supansche Regenkarte der Erde v. J. 1898 (s. Anm. 158) zugrunde gelegt worden. Fritsches Ergebnisse weichen im einzelnen nicht unbedeutend von der ersten derartigen Berechnung von J. Murray (On the Total Annual Rainfall on the Land of the Globe, Scott. Geogr. Mag. III, 1887), welche auf der ältern Loomisschen Karte beruhte, und E. Brückners „Bilanz des Kreislaufs des Wassers" (Geogr. Zeitschr. XI, 1905, 436 ff.) ab. Murray hatte 84 cm, d. h. 12 % mehr wie Fritsche, als mittlere Regenhöhe für die gesamte Landfläche gefunden, wovon 97 cm auf die Einzugsgebiete der Ozeane, 31 cm auf die abflußlosen Gebiete kommen sollten (s. Met. Z. IV, 1887 [63]). Die Hauptdifferenz entfällt auf Amerika, für welchen Erdteil Murray eine um fast 20 % größere Regenhöhe angenommen hatte. F. v. Kerner, Revision der zonaren Niederschlagsverteilung (Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Wien 1907, 139—164) gibt auf Grund der Supanschen Karte die mittleren Regenmengen für die 5° Zonen der Landfläche und der Erdteile; außerdem teilt v. Kerner (Met. Z. XXVII, 1910, 307—13) Zusammenfassungen mit: Nordhalbkugel 88 cm, Nordpolarkalotte $26,_0$ cm, gemäßigte Zone $70,_5$ cm, nördl. Tropenzone $123,_5$ cm. — [162]) Die abflußlosen Gebiete hat Fritsche, Anm. 161, berechnet zu 31980000 qkm. — [163]) Dies Verhältnis, wonach die Abflußhöhe etwa 30 % der Niederschlagshöhe wäre, gleichfalls nach Fritsche, der 52 Flußgebiete untersuchte; Murray, von 33 Flußgebieten ausgehend, hatte sie weit niedriger, nämlich nur zu 22 % (= $1 : 4,_5$) angenommen; A. Woeikof (Klimate d. Erde I, 1887, 50) zu 25 %.

flußhöhe ergibt sich aber 26 cm (= 87 − 61 cm). Fast $^1/_3$ der jährlichen Regenmenge auf den Festländern muß also ständig dem Ozean auf dem Wege der Verdunstung entnommen werden. Im Winter verdunstet sicher nicht der ganze Überschuß der Niederschläge über die Abflußmenge. Massen der ersteren werden in den Schneelagern aufgespeichert, um in der wärmeren Zeit die oft dem Versiegen nahen Flüsse zu speisen.

§ 250. Regenregionen auf dem Festland. Mehr als der Unterschied in der Niederschlagsmenge ist es die Verteilung des Regen- und Schneefalls nach den Jahreszeiten, die zur schärferen Abgrenzung von Regenregionen und damit von Klimaregionen führt. Es erleichtert die Übersicht, wenn wir Festland und Meeresflächen trennen.

Nur unvollkommen läßt sich Regenmenge und jahreszeitliche Verteilung[164]) auf ein und derselben Karte zur Anschauung bringen. Man muß daher Darstellungen beider Momente möglichst gleichzeitig überschauen (Atlas, Taf. 8). Der oft berührte Gegensatz zwischen Tropen und höheren Breiten tritt uns diesmal in dem einer weit über die Wendekreise hinausgreifenden Zone mit periodischem Regen und zweier äußeren mit gleichmäßiger verteilten Niederschlägen entgegen. Freilich ist unter letzteren die südliche fast nur über dem Meere vertreten, indem Amerika nur mit seinem Endland, Australien mit den Außeninseln in sie hineinragt. Im Grenzverlaufe dieser Hauptzonen spiegeln sich manche der morphologischen Regionen des Festlandes (§ 148) wieder, vor allem treten sich Alte und Neue Welt gegenüber. In Eurasien zieht sich die Nordgrenze der periodischen Regen westöstlich, etwa längs des 45° N. Br. am Nordrand des Mittelmeeres wie Zentralasiens entlang; in Amerika verlaufen die Grenzstreifen wesentlich meridional und weisen z. B. den Westen Nordamerikas dem Gebiete mit periodischem Regen zu.

1. Die Tropen. Ein breiter Gürtel reichlicher Niederschläge lagert sich in den Tropen fast rings um die Erde. An den Westküsten der Kontinente durch regenarme Gebiete stark eingeschnürt, überschreitet er auf ihrer Ostseite, namentlich in Asien, die Wendekreise beträchtlich. Durchschnittlich erhebt sich die Regenhöhe auf mehr als 100 cm, in weiten Landstrichen auf 150 cm, ja 200 cm und mehr, von reicher bewässerten Gebirgsflanken und kleineren Gebieten im Regenschatten abgesehen. Das gesamte Tropengebiet steht, wie wir sahen (§ 243), mit Ausnahme des Kalmengürtels unter der Herrschaft der Passate. Auf den Kontinentalflächen werden dieselben jedoch, wenn die Sonne den Wendekreisen zuschreitet, durch starke zyklonale Bewegungen der Luft zurückgedrängt. Mit ihnen wandern die tropischen Regenzeiten polwärts. Sobald nach dem Hochsommer die Passate wieder die Herrschaft gewinnen, stellt sich die Trockenheit ein. Nun steht die Sonne, der die Regen folgen, in den Gegenden der heißen Zone zweimal im Zenit. So müssen sich dort, wo die Kulminationen in genügendem Abstand stehen, auch zwei Regenzeiten ausbilden, die allmählich zu einer einzigen, der Hauptregenzeit des Sommers, verschmelzen. In der Tat lassen sich für manche tropischen Gebiete drei Untergürtel unterscheiden, die jenem Gesetz annähernd folgen, aber nicht geschlossen und in gleicher Breite sich

[164]) W. Köppens Karte der jahreszeitlichen Verteilung nach der Regenwahrscheinlichkeit in Berghaus, Phys. Atlas, 1887, Taf. 38; etwas vereinfacht in Debes' Handatlas, seit 1893, Taf. 7; ferner Supans vier Karten auf einem Blatt (1 : 200 Mill., Anm. 158).

durch die Kontinente hindurchziehen. Tropenregen sind im allgemeinen großen Schwankungen unterworfen. Die Regenhäufigkeit folgt der Gesetzmäßigkeit mehr als die Regenmenge.

In einem schmalen Gürtel zu beiden Seiten des Äquators treten die beiden Maxima des Niederschlages annähernd zur Zeit der Äquinoktien ein. Aber hier in der Region der Kalmen mit ihren fast täglichen Gewittern ist überhaupt kein Monat regenarm. Über den großen Sundainseln, im Ostafrikanischen Seengebiet und in der Amazonas-Ebene fallen Niederschläge zu allen Jahreszeiten, ausgesprochene Trockenzeiten fehlen.

		Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Singapore[165]) (26 Jahre)	1¼ ° N	27 %	22 %	24 %	27 %
Sumatra, Westküste (28 Jahre)	2¼ ° N	21 %	25 %	21 %	31 %

Je mehr wir uns vom Äquator entfernen, um so deutlicher prägt sich eine doppelte Regenzeit aus. Die erste unter diesen folgt im Frühsommer der Kulmination der Sonne vor ihrer Wende und wird durch die kleine Trockenzeit von der kleinen Regenzeit des Spätsommers geschieden. Dann folgt die große Trockenzeit. Eintritt und Dauer dieser vier ungleichen Jahreszeiten schwanken aber in den einzelnen Jahren beträchtlich, so daß sich nicht selten die kleinen Perioden über Monate ausdehnen, in anderen fast verschwinden[166]). Es beträgt die Regenhöhe am untern Kongo (5½ ° S. Br.) in Prozenten[167])

Kl. Regenzeit		Kl. Trockenzeit			Gr. Regenzeit			Gr. Trockenzeit			
Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
7	18	12	10	10	13	18	8		4		

Ganz allmählich vollzieht sich jenseits des 10.—20.° der Breite der Übergang zum einfachen Wechsel im Außengürtel der Tropen, den eine Hauptregenzeit im Hochsommer auszeichnet. Auch hier bringen noch mächtige Gewitter, denen bald klarer Himmel folgt, die Niederschläge. In Amerika breitet sich dies Regengebiet über das Mexikanische, sowie das Brasilianische Hochland aus. In Afrika findet es eine schärfere Grenze am Wüstengürtel schon in 18 ° N. Br.

	Juni—Sept.	Okt.—Mai	Jahr
St. Louis (Senegambien 16° N, 26 Jahre)[168])	386 mm	37 mm	423 mm
Mexiko (19½ ° N, 2300 m, 19 Jahre)[169])	436 mm	148 mm	584 mm

2. Im großen asiatischen Monsungebiet reicht der Wechsel eines feuchten Sommers und einer längeren Trockenzeit von Indien bis zur Mandschurei. Allerdings mit manchen Abweichungen im einzelnen hinsichtlich der Dauer und des Eintritts der Regenperiode, auf die wir bei den Klimaregionen (§ 254a) zurückkommen. Wenn der japanische Inselkranz, trotzdem er seinen Sommerregen dem SO-Monsun verdankt, aus dieser Regenregion ausgeschlossen erscheint, so beruht dies darauf, daß die westlichen Landwinde des Winters über die Randmeere streichend Japans Westküsten auch reichliche Niederschläge — großenteils in Schneeform — zuführen.

Es betrug die Regenmenge bei wechselnder Länge der feuchten Zeit in[170])

	Regenmonate:	Trockenzeit:
Bombay (19 ° N, 84 Jahre)	96 % (Juni—Sept.)	4 % (Okt.—Mai)
Mulmein (16½ ° N, 29 Jahre)	98 % (Mai—Okt.)	2 % (Nov.—Apr.)
Manila (14½ ° N, 42 Jahre)	80 % (Juni—Okt.)	20 % (Nov.—Mai)
Kanton (23 ° N, 13 Jahre)	80 % (März—Aug.)	20 % (Sept.—Febr.).

[165]) Hann, Handb. d. Klimatologie, II, 1910, 248. — [166]) S. die Angaben ü. d. Schwankungen in Loanda bei Supan, Phys. Erdk. 1916, 178. — [167]) Hann, Handb. d. Klimat. II, 1910, 85. — [168]) Daselbst 47. — [169]) Hann, Lehrbuch d. Met. 1915, Anhang. — [170]) Hann, Klimat. II, 1910.

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich im ostaustralischen Monsungebiet, wo der NO-Monsun den Regen des Südsommers bringt und die Monate Mai bis November bei SW-Monsun trocken sind. Südlich des Wendekreises treten Spätsommerregen ein; die Winter sind nicht im gleichen Maße regenarm. Nach dem Innern des Kontinents zu nehmen die Niederschläge rasch an Stärke ab.

3. Während im Osten der Kontinente die tropischen Regengebiete unmerklich in die subtropischen hinüberleiten, sind beide im Westen durch Gebiete beständiger Regenarmut[171]) geschieden. Als solche kann man diejenigen bezeichnen, in denen alle Monate weniger als 6 Regentage (20 %) haben. Das ausgedehnteste unter jenen ist der große Wüsten- und Steppengürtel der Alten Welt. Hier fehlen im Sommer wie im Winter die Bedingungen zu allgemeinen aufsteigenden Luftbewegungen. Im Winter ruhen Gebiete hohen Luftdrucks über der Sahara und den weiten asiatischen Wüsten, im Sommer eilen trockene Passatwinde aus N und NO den südlichen Auflockerungsgebieten zu. Lokale Zyklonen können sich daher nur selten ausbilden. Die relative Feuchtigkeit erreicht meist nicht 50 %—60 %. Die Regenhöhe erhebt sich an wenigen Punkten über 20 cm, in Kairo und Sues beträgt sie z. B. nur 3 cm. Nur die höheren Gebirge verdichten noch Dämpfe und ermöglichen, da sie die Flüsse längere Zeit speisen, Ansiedelungen in den Berieselungsoasen längs des Gebirgsfußes.

Unter den übrigen Trockengebieten der Erde soll hier nur noch der Wüstenstriche hart am Meere gedacht werden, die sich an den tropischen Westküsten der Kontinente entlang ziehen (S. 544). Sie treten nur dort auf, wo kalte Strömungen oder Auftriebwasser die Küsten begleiten. In der Zone der Passate gelegen, werden sie von Landwinden beherrscht. Wenn aber die Erhitzung im Sommer monsunartige Seewinde ins Land lockt, so können diese kühlen, verhältnismäßig dampfarmen Luftströmungen wenig Wasser abgeben, weil sie auf stärker erwärmte Gebiete treffen. Erst wo das Land höher wird wie in Südwestafrika stellen sich schwache Sommerregen ein. In Südamerika hindert die hohe Gebirgskette, daß die im Innern sich ausbildenden Luftdrucksminima bis über das Küstenland hinübergreifen, um von weither Seewinde ins Land zu ziehen[172]).

4. Einer Umkehr der jahreszeitlichen Niederschläge begegnen wir auf der Polarseite der eben geschilderten Gebiete wiederum nur auf der Westseite der Kontinente, nämlich Sommerdürre und vorherrschendem Winterregen. Wir rechnen diese Regionen noch zu der subtropischen Zone, da sie im Sommer innerhalb der polwärts verschobenen Grenze der Passate liegen. Wie auf dem benachbarten Meere bringen diese oder gelegentlich auch polare Luftströmungen den stärker erwärmten Flächen keine Feuchtigkeit. Erst wenn die Passate dem Äquator zuwandern, vermögen regenspendende Winde von Westen in diese Gelände einzudringen.

Das größte unter ihnen sind die Mittelmeerländer im weiteren Sinne des Wortes, nach Osten sich über die vorderasiatischen Gebirge bis nach Zentralasien fortsetzend. Einen schmalen Küstenstreifen zwischen 35°—40° Br. nimmt die

[171]) S. Köppens Karte (Anm. 164). Der Schwellwert von 20 % Regenwahrscheinlichkeit ist auf den Seeatlanten der deutschen Seewarte durchgeführt. — [172]) A. Hettner, Das Klima von Chile und Westpatagonien, 1881.

gleiche Landschaft im westlichen Nordamerika ein, um jenseits der Sierra Nevada noch das große Becken mit stark abnehmender Regenmenge in Mitleidenschaft zu ziehen. Auf der Südhalbkugel zeigen Chile, das Kapland und Südwestaustralien entsprechende Erscheinungen.

Stellen wir nun die drei Sommer- und drei Wintermonate gegenüber, so zeigt sich der trockene Sommer typisch in folgenden Prozentzahlen der Niederschlagsmenge

	Kanarien	Malta	Alexandrien	Valparaiso [173]) (34° S)	Kapstadt
Sommer .	1 %	2 %	0 %	0 %	8 %
Winter . ca.	55 %	48 %	69 %	74 %	56 %

Keineswegs aber gelten diese Verhältnisse für die gesamten Winterregengebiete; je mehr wir z. B. im Mittelmeergebiet nordwärts gehen, um so mehr nehmen auch die übrigen Monate an den Niederschlägen teil. Dabei gewinnen im Westen die Herbstregen, in Vorderasien die Frühlingsregen größere Bedeutung[174]).

Die echt kontinentalen Steppengebiete, die östlich an die eben geschilderten angrenzen, nämlich diejenigen Turans und die nordamerikanischen Prairien gehören gleichfalls noch zu den Regionen mit periodischem Niederschlagswechsel. Frühlingsregen überwiegen, damit erwacht die Grassteppe, um im Spätsommer, der trockenen Zeit, rasch zu verdörren.

5. Die Zone der Westwinde hebt sich auf der Regenkarte wieder als eine solche reichlicheren Niederschlags ab. Derselbe fällt, wenn auch nicht gleichmäßig, so doch zu allen Jahreszeiten; eine Trockenzeit fehlt.

Es zeigt sich ein Gegensatz zwischen den westlichen Küstengebieten und den übrigen Kontinentalflächen. Jene Küsten sind beträchtlich regenreicher. Die Regenmenge und Regenwahrscheinlichkeit (40 %—50 %) nimmt landeinwärts allmählich ab. An den Küsten treffen zumeist feuchte Westwinde unmittelbar auf Gebirgswände.

Die pazifische Zyklone des Winters (Atlas, Taf. 7) richtet z. B. südwestliche Winde gegen die ihnen senkrecht vorgestreckte Fjordküste Britisch Kolumbiens; ähnlich liegt die Westküste Patagoniens gegen die Regenwinde. Fast plötzlich verwandelt sich zwischen 36°—37° S das Land aus einem mäßig befeuchteten (50 cm) südwärts in ein reich bewässertes (300 cm). Auch die gletscherreiche Westküste Neuseelands zeigt im Gegensatz zur trockenen Ostseite das gleiche Gesetz. In Europa haben die Berge Schottlands und Norwegens 200 cm—300 cm Regen, und noch in Bergen (60° N) fällt 190 cm, in Irland durchschnittlich 100 cm.

Was die Hauptregenzeit betrifft, so überwiegt der marine Typus des Herbst- und Winterregens. Das erstere erklärt sich aus der raschen Erkaltung des Festlandes im Herbst im Gegensatz zu dem wärmeren Meer[175]):

	Herbst	Winter	Frühling	Sommer
Färöer	28 %	31 %	23 %	18 %
Westküste Norwegens (58°—69°)	34 %	27 %	18 %	21 %

Der größte Teil des festländischen Europas ist ausreichend benetzt, 50 cm mag eine zutreffende Mittelzahl sein, hinter der nur der Osten zurückbleibt. Der Sommer ist vorwiegend regenspendend. Je weiter man ostwärts geht, um so ausgeprägter ist dies der Fall. Im nordwestlichen Frankreich fällt ¼, am Ural die

[173]) Hann, Klimatologie III$_2$, 1911, 558. — [174]) Supan, Die jahreszeitl. Verteilung d. Niederschläge in Europa, Westasien und Nordafrika in Karten, 1 : 30 Mill. mit kurzem Text (ohne Zahlenmaterial) (Pet. Mitt. 1890) und Die Verteilung d. Niederschlags a. d. festen Erdoberfläche, 1898 (s. Anm. 159). — [175]) Hann, Klimatologie III, 1897, 134.

Hälfte des Regens im Sommer. — Rußland und Westsibirien, noch immer unter der Herrschaft der Westwinde stehend, bilden den Übergang zu dem niederschlagsarmen Ostsibirien. Hier ist, wie in den weiten Polargebieten, die Luft namentlich im Winter sehr arm an Wasserdampf; daher geringe Schneemassen, Heiterkeit des Himmels, starke Ausstrahlung.

In Nordamerika bedingt die günstige Abdachung nach dem warmen Mexikanischen Golf das Eindringen von Sommerregen bis in die Seenregion. Trotz starker Landwinde im Winter ist die Osthälfte der Vereinigten Staaten reich an Niederschlägen. Cincinnati hat fast die gleiche Regenhöhe wie New-Orleans (120 cm). Seewinde erreichen erst in der Breite Neu-Yorks (120 cm) die Küsten, so daß in Neu-England auch der Herbst regenreich ist.

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Neu-York (Staat) (34 Jahre)[176] . .	29 %	24 %	24 %	23 %

Ein regenärmeres Gebiet sind die Hudson-Bai-Länder aus ähnlichen Gründen wie Ostsibirien.

§ 251. Regenregionen über dem Meer[177]. Über den Meeresflächen dürften solche Massen von jährlichen Niederschlägen, wie man sie über einzelnen Festlandsgebieten beobachtet, wohl kaum herabfallen, weil der Hauptanstoß zum Aufstieg der feuchten Dunstmassen an Gebirgswänden fehlt.

Ebenso fehlt die intensive Erhitzung des Bodens. Zum Aufsteigen werden aber voraussichtlich dann die über das Meer gleitenden Luftströme gezwungen, wenn sie langsamer wehen. Denn wenn anzunehmen ist, daß durch jeden Querschnitt einer Stromader dieselbe Luftmenge fließen wird, so muß sich dieser bei langsamem Tempo vergrößern. Dies kann aber nur in der Richtung nach oben geschehen. In der Tat heben sich manche ozeanischen Gebiete mit schwächeren Winden auch als niederschlagsreichere von den Karten ab[178].

In der Kalmenregion gibt es schmalere Flächen, die beständigen Regenreichtum zur Schau tragen; dort steigt in allen Monaten die Regenwahrscheinlichkeit auf 70 %—80 %[179]. Ob die Passatregionen als regenarm anzusehen sind, ist längere Zeit auf Grund der Zählung der Niederschlagstage bezweifelt worden. Besonders im Indischen Ozean erhebt sich die Regenwahrscheinlichkeit im Jahresmittel auf 40 %—50 %[180] und vielleicht steht der Atlantische Ozean hierin nicht viel nach[181]. Bestätigen sich die neueren Versuche, die Regenmenge aus der Dauer der Regen an den einzelnen Tagen abzuschätzen[182], so würden die Passatzonen besonders im Atlantischen Ozean mit weniger als 25 cm Regenhöhe doch als regenarm und zum Teil die nördliche Passatzone als eine Fortsetzung zur afrikanischen Trockenregion zu gelten haben. Die Form der Niederschläge ist übrigens auf dem Meere eine andere als im Binnenland. Kurze Regenschauer, sog. Böen, überwiegen. Übrigens fehlen ständig regenarme Gebiete, in denen kein Monat über 20 % Regentage zählt, auf den Ozeanen nicht ganz; jedoch begegnet man ihnen, wie es scheint, nur längs der oben geschilderten trockenen Küsten-

[176]) Hann, Lehrb. d. Met., 1915, Anh. — [177]) Vergl. außer der Karte Köppens die deutschen Seeatlanten und den Text der Segelhandbücher (S. 494), sowie Supans Abh. „Die jährl. Niederschlagsmengen a. d. Meeren" mit Karte (Pet. Mitt. 1898). — [178]) Segelhandbuch d. Ind. Ozeans, Hamburg 1892, 141. — [179]) Segelhandbuch des Stillen Ozeans, 1897, 191. — [180]) v. Danckelmann, Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1886, 321 ff. — [181]) P. Schlee, (Met. Z. IX, 1892, 444). — [182]) Supans erster Versuch s. in Pet. Mitt. 1898, 180.

striche am Westrand der Kontinente[183]). Regenarme Monate finden sich über weiten tropischen Meeresflächen, wo auch ein periodischer Wechsel der Regenzeiten wahrgenommen wird. Die Hauptteile der Ozeane zeigen jedoch Regen zu allen Jahreszeiten; nur gegenüber den Landflächen mit dem Unterschied, daß in der Passatzone Sommerregen, in den höheren Breiten Winter- (und Herbst-) Regen vorwiegen. Beständiger Regenreichtum herrscht ferner rings um die Erde im Süden der Ozeane etwa von 40° Br. an, dann auch über einem großen Teil des Nordatlantischen Ozeans. In diesen Regionen erhebt sich die Regenwahrscheinlichkeit aller Monate auf nicht weniger als 80 %—90 %.

§ 252. Der Wasserhaushalt auf der Erde[184]). Für kürzere Zeiträume, in denen man das Klima als konstant annehmen kann, liegt es nahe, die mittlere Gesamtmenge der Niederschläge eines Jahres auf der Erdoberfläche (N) dem Gesamtbetrag der Verdunstung (V) gleich zu setzen. Für beide Vorgänge liegen die Verhältnisse auf dem Lande und dem Meere etwas anders, aber ihre Summen gleichen sich aus.

$$N_{\text{Meer}} + N_{\text{Land}} = V_{\text{Meer}} + V_{\text{Land}}.$$

In dieser Gleichung ist uns Verdunstungs- und Niederschlagsmenge auf dem Festlande aus früheren Betrachtungen bekannt (S. 623). Es gilt also nunmehr auch die gleichen Werte für das Weltmeer zu berechnen. Dabei hat man die Gesamtheit der Niederschläge über dem Meer bisher fast allein aus der mittleren Verdunstungsmenge zu gewinnen gesucht, wenn es auch für einzelne Ozeane nicht ganz an Regenkarten fehlt[185]), die für Niederschlagsbestimmungen auf dem Festlande das einzige Mittel bieten. Bereits liegen aus neuerer Zeit mehrere zusammenfassende Versuche, die Verdunstung auf dem Meere zu bestimmen vor. Ihre Ergebnisse sind jedoch noch zu verschieden, um einen derselben als vorderhand maßgebend hinzustellen. Bei der großen Zahl von Fehlerquellen kann es sich begreiflicherweise heute nur um Bestimmung der in Frage kommenden Größenordnungen handeln.

Zunächst übertrug man die bei Verdunstungsmessungen auf Landseen verschiedener Klimate gewonnenen Erfahrungen unmittelbar auf das Meer. Alsdann die mittleren Jahresbeträge für die wichtigsten klimatischen Zonen der Meere abschätzend und sie mit dem Areal derselben multiplizierend, erhielt man aus der Summe dieser Produkte die Gesamtmenge des auf dem Meere verdunsteten Wassers. Teilt man diese durch die Gesamtfläche des Meeres, so ergeben sich die übersichtlichen Verdunstungshöhen.

Bei der Annahme einer Verdunstungshöhe von 106 cm im Jahre folgt eine Verdunstungsmenge von 383000 cbkm (= 361000000 qkm $\times$ $1{,}_{06}$ m)[186]) und da hiervon nach früherer Annahme (S. 623) 30600 cbkm zur Speisung der Niederschläge

---

[183]) Ein anderes regenarmes Gebiet scheint nach dem Atlas des Stillen Ozeans auch im Zentrum des letzteren um die Insel Malden zu bestehen. — [184]) Vergl. E. Brückners ersten Versuch v. 1905 (Anm. 161); ferner W. Meinardus, Üb. d. Kreislauf d. Wassers (Sitz.-Ber. d. med.-naturw. Ges. Münster i. W., Dez. 1908). — [185]) Vergl. die berechtigte Kritik W. Schmidts an den Supanschen Karten der Regenhöhen auf dem Meere (Mitt. Öst. Geogr. Ges., Wien 1919, 18 ff.), auf welchen Fr. Kerner seine Berechnungen aufgebaut hatte. (Eine neue Schätzung d. Niederschlagsmenge a. d. Meere, Daselbst 1918, 407—18.) — [186]) Es ist zu beachten, daß E. Brückner seinem Ergebnis v. 1905, bei dem er das Meer noch zu $365{,}_7$ Mill. qkm annahm, noch einen weiten Spielraum gab (384000 cbkm $\pm$ 50000).

auf dem Lande in Anspruch genommen werden, betrüge die Gesamtniederschlagsmenge auf dem Meer 352400 cbkm, die mittlere Niederschlagshöhe also = 98 cm (= 352400 cbkm : 361000000 qkm).

Einen wesentlichen Fortschritt bedeutete der Übergang zu unmittelbaren Verdunstungsmessungen über dem Meere, gewonnen an Bord von Seeschiffen während größerer Reisen. Freilich ergab der erste dieser Versuche[187]) ein so wesentlich höheres Resultat, daß es Bedenken erregte.

Man fand eine mittlere Verdunstungshöhe der Weltmeere von 3,9 mm täglich oder 141,5 cm im Jahr, dem entsprechend eine Verdunstungsmenge von 506000 cbkm bezw. nach Abzug obiger 30000 als Niederschlagsmenge eine Zahl von 475400 cbkm oder 132 cm als Niederschlagshöhe[188]).

Die Bedenken beruhen auf der richtigen Annahme, daß die Verdunstung an Bord von Schiffen 6- 8 m über dem Meeresspiegel an sich nicht unbeträchtlich höher sein müsse, als auf letzterem. Höhere Temperatur und größere relative Feuchtigkeit bedingen am Spiegel einen größeren Dampfdruck, der verzögernd auf die Verdunstung wirkt. Weit einflußreicher ist aber die größere Windstärke an Bordhöhe, als an der unmittelbaren Oberfläche des Meeres, die dort eine stärkere Verdunstung hervorruft. Es bedarf also unbedingt einer schwierigen Reduktion solcher Schiffsbeobachtungen.

Unter Berücksichtigung aller dieser Fehlerquellen ergab eine neue Untersuchung[189]) nur 2,24 m täglich oder 82 cm im Jahre Verdunstungshöhe für das Weltmeer d. h. 296000 cbkm + 35000 als Menge. Diese Zahl wird annähernd bestätigt (76 cm bezw 273000 cbkm) durch den Versuch, die Meeresverdunstung aus dem Wärmehaushalt des Weltmeeres zu bestimmen[190]).

Hiernach schwanken die Schätzungen der gesamten Verdunstungs-, bezw. Niederschlagsmenge auf der Erdoberfläche im Jahr noch zwischen 587000[191]) und 354300 cbkm[192]). Halten wir uns für jetzt bezüglich des Meeres an die Zahl von 296000 cbkm, so läßt sich folgende Übersicht über den gesamten Wasserhaushalt der Erde geben:

		Höhe	Menge
I. Festland (149000000 qkm)	Verdunstung	54,5 cm	81400 cbkm
	Zufuhr vom Meere	20,5 „	30600 „
	Niederschlagsmenge	75 cm	112000 cbkm
II. Weltmeer (361000000 qkm)	Verdunstung	82 cm	296000 cbkm
	Abgabe ans Festland	8,5 „	30600 „
	Niederschlagsmenge	73,5 cm	265400 cbkm
III. Erdoberfläche (510000000 qkm)	Verdunstung	70,4 cm	377400 cbkm
	Niederschlag	70,4 „	377400 „

Nimmt man den Wassergehalt der gesamten in der Atmosphäre im Mittel enthaltenen Dampfmenge zu 13000 cbkm an (S. 614), so müßte sich

[187]) Rud. Lütgens, Ergebn. einer ozeanograph. Forschungsreise i. Atlant. u. südöstl. Stillen Ozean (Archiv d. D. Seewarte, Bd. 34, 1911, 1); im Auszuge „Die Verdunstung a. d. Meere" (Ann. d. Hydr., Bd. 39, 1911, 410—27). — [188]) Lütgens mindert selbst sein Ergebnis auf 450000 bezw. 420000 qkm ab (a. a. O. 427). — [189]) O. Wüst, Die Verdunstung auf dem Meere (Veröff. d. Inst. f. Meeresk. Berlin, Nr. 3, Reihe A, Heft 7, 1920). — [190]) W. Schmidt, Strahlung u. Verdunstung a. freien Meeresflächen (Ann. Hydr. 1915, 111—29, 169—78). — [191]) A. Supan (Grundz. 1916, 159): Land 81300 cbkm, Meer (nach Lütgens) 506000. — [192]) W. Schmidt (Anm. 190); Land 81300, Meer 273000 cbkm.

dieselbe im Jahre 29 mal (= 377400 : 13000) oder etwa alle 12—13 Tage völlig durch die Verdunstung erneuern, um die erforderliche Niederschlagsmenge zu liefern, bei Annahme einer Verdunstungsmenge von 587000 ^{cbkm} sogar 48 mal oder alle 7—8 Tage. Eine völlige einmalige Entleerung der Atmosphäre von Wasserdampf ergibt demnach eine Regenhöhe von nur $25{,}_5$ ^{mm} (= 13000 ^{cbkm} : 510000000 ^{qkm}).

§ 253. Schneefall und Schneegrenzen. Die feste Niederschlagsform des Schnees gehört im Sommer ausschließlich den höheren Breiten und höheren Erhebungen an. Sie scheint aber nirgends die alleinige zu sein. Auch auf hohen Bergen und in polaren Breiten regnet es zuweilen. In der gemäßigten Zone nimmt der Schneefall regelmäßig an den winterlichen Niederschlägen teil, in subtropischen Gebieten allerdings nur als seltene Erscheinung. Seine Äquatorialgrenze[193]) — im Mittel unter 30° Br. verlaufend — überschreitet im Tiefland nur an wenigen Stellen (Mexiko, mehr noch an der Westküste von Südamerika bis 12° S. Br.) die Wendekreise und nähert sich im Mittelmeergebiet dem Nordrand von Afrika; in China erreicht sie bei Kanton den Wendekreis. In Südafrika und Australien überschreitet sie nur im feuchteren Osten den 30° S.

Klimatische oder wirtschaftliche Bedeutung hat der Schnee daher nur dort, wo er in größeren Mengen fällt und die Luftwärme ihn nicht sofort aufzehrt, demnach als Schneedecke[194]). Weite Landstriche werden im Winter durch eine solche vor allzu starker Ausstrahlung geschützt, während die kältesten Gegenden Ostsibiriens durch eine zu dünne, nicht schützende Decke gekennzeichnet sind; in sumpfigen Gegenden höherer Breiten regt sie durch ihre Festigkeit und Geschlossenheit im Winter zu einem lebhafteren Verkehr an, als er zur Sommerzeit besteht. Im Frühjahr freilich entzieht die Schneedecke der Luft große Wärmemengen, bis erstere sich völlig zu Wasser aufgelöst hat, aber die Durchfeuchtung des Bodens ist hierbei dem Landmann erwünscht, sobald nicht plötzliche Wärme das Abtauen überstürzt. Für Flüsse, die ihre Quellen im Hochgebirge haben, bietet der Schnee eine Aufspeicherung des Wasservorrats, der ihnen die trockenen Zeiten überdauern hilft.

Während im Tiefland die Schneedecke — vom antarktischen Kontinent abgesehen[195]) — im Sommer vollständig verschwindet, zieht sie sich im Gebirge auf die höchsten Regionen zurück. Wir bezeichnen den Schnee, welchen die Sonne und die Luftwärme auch in der warmen Jahreszeit nicht zu entfernen vermag, als ewigen Schnee (S. 340) und nennen denjenigen Höhengürtel, in welchem wir diesem zuerst begegnen, die Schneegrenze[196]). Man hat die Lage der letzteren schon im 18. Jahrhundert als eine klimatische Erscheinung aufgefaßt und sich bemüht, ihre mittlere Höhe für die einzelnen

[193]) H. Fischer, Die Äquatorialgrenze des Schneefalls. Diss., Leipzig 1888 (auch Mitt. des Vereins f. Erdk., Leipzig 1887), mit Karte in 1 : 95 Mill. im Äqu. S. Atlas, Taf. 8 (Regenmenge). — [194]) A. Woeikof, Der Einfluß der Schneedecke auf Boden, Klima u. Wasser, Wien 1889. — [195]) Dort verschwindet der Schnee nur an winzigen Stellen, z. B. am Kap Adara (Victoria-Land). — [196]) Vergl. über den viel umstrittenen Begriff der Schneegrenze hinsichtlich der älteren Zeit von Bouguer bis Humboldt 1736—1820 Fr. Klengel in Mitt. d. Ver. f. Erdk., Leipzig 1888; hinsichtlich der neueren E. Richter, Die Gletscher der Ostalpen, 1888, 1—24 und V. Paschinger, Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten (Erg.-Heft zu Pet. Mitt. Nr. 173, Gotha 1912, 1—6).

Erhebungen zu bestimmen. Dies hat in tropischen Gebirgen, wo die Hochgipfel meist Vulkane sind, weniger Schwierigkeit als in solchen mittlerer und höherer Breiten, deren Hochgebirge die mannigfaltigste Ausgestaltung besitzen. Hier weicht die Schneegrenze sehr bedeutend von einer Isohypse ab.

Die älteren Bestimmungen der Schneegrenze, wie sie von Reisenden durch wenige unmittelbare Einzelbeobachtungen versucht sind[197]), können nur als vorläufige Schätzungen gelten. In Gebirgen, für welche bereits genaue Karten großen Maßstabes mit sorgfältiger Angabe von Firn- und Gletscherverbreitung vorliegen, wie für die Alpen, hat man durch mühsame orometrische Ausmessungen (§ 173) die klimatische Schneegrenze zu bestimmen gesucht. Ausgehend von der Annahme[198]), daß sich die Fläche jedes Talgletschers zu seinem firnbedeckten Sammelgebiet im Durchschnitt wie 1 : 3 verhält, hat man z. B. die Höhenlinie, welche jene oberen $^3/_4$ von dem untern $^1/_4$ scheidet, als Schneegrenze eingestellt. Ziemlich nahe scheint auch die mittlere Höhe der Gletscher, nämlich das Mittel zwischen der Höhe des unteren Gletscherendes und dem obern Rand des Firnfeldes, mit der Schneegrenze übereinzustimmen[199]). In beiden Fällen ersetzt man also den wirklichen Flächenverlauf durch eine horizontale Hochfläche, die mit ewigem Schnee bedeckt bleibt, weil Zufuhr und Abschmelzung sich auf ihr das Gleichgewicht halten.

Vier Faktoren bedingen Ausbreitung und Erhaltung der Schneedecke im Gebirge. Temperatur und Feuchtigkeit der Luft sowie die Niederschlagsmenge sind klimatischer Natur; dazu tritt der orographische Bau des Gebirges. Die ersteren hängen von der geographischen Lage der Erhebungen, nicht nur nach der Breite, sondern auch nach der Kontinentalität ab, ferner von dem Verlauf der Gebirgszüge in bezug auf Sonnenbestrahlung und die herrschende Windrichtung. Die größten Gegensätze prägen sich an ihren Sonnen- und Schattenseiten aus, die auf der Nordhalbkugel mit Süd- und Nordflanken so ziemlich zusammenfallen. Noch wichtiger ist die Exposition gegen Regenwinde und trockene Luftströme. Viele Gebirge bilden ja eine ausgesprochene Wind- und Klimascheide.

Was wir zunächst suchen, ist die mittlere Höhe der klimatischen Schneegrenze, jenes schmäleren oder breiteren Höhengürtels, in dem die mehr zusammenhängende Schneedecke im Sommer verschwindet. Das ist nicht die Linie, bis zu welcher abwärts sich einzelne Firnflecken erhalten. In jedem stärker ausgearbeiteten Gebirge finden sich Stellen, an denen unter der orographischen Begünstigung in Schluchten und schattigen Tälern sich Schneemassen jahrelang erhalten. Diese untere orographische Schneegrenze[200]) ist bisher nur für wenige Gebirge festgestellt. Am Ortler hat man sie im Mittel 330 m tiefer als die klimatische gefunden[201]).

Mit einer bestimmten Höhenisotherme, wie man früher glaubte, hängt die Höhe der Schneegrenze nicht zusammen, da bei ihr die Luftwärme nicht allein bestimmend ist. Wohl ist dies in mittleren Breiten der Fall, zumal dort mit wachsender Entfernung vom Meere die Sommerwärme zunimmt

[197]) Über die verschiedenen Methoden der Höhenbestimmung der Schneegrenze siehe E. Richter a. a. O. (vor. Anm.). 24 ff. — [198]) E. Brückner, Die Vergletscherung d. Salzachgebietes, Wien 1886. S. die Kritk der Methode bei Richter a. a. O., 37 ff. — [199]) L. Kurowski, Die Höhe d. Schneegrenze, bes. d. Finsteraarhorngruppe (Geogr. Abh. v. Penck V, 1, 1891, 119—160). — [200]) Ratzel, Zur Kritik der sog. Schneegrenze (Leopoldina, XXII, 1886, Nr. 19, 19—24) u. Die Schneedecke bes. in deutschen Gebirgen (Forsch. zur deutschen Landes- usw. Kunde, IV, 3, Stuttgart 1889). — [201]) M. Fritsch, Über Höhengrenzen in den Ortler Alpen (Wiss. Veröff. d. Ver. f. Erdk., Leipzig 1895, 126).

und die winterlichen Niederschläge sich vermindern. In niederen Breiten spielen dagegen letztere entschieden die Hauptrolle.

Eine neuere Berechnung[202]) zeigt, welche große Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur (auch des wärmsten Monats) an der Schneegrenze verschiedener Gebirge bestehen. Man darf bei solchen Zahlen nicht vergessen, daß sie nicht Ergebnisse unmittelbarer Beobachtungen sind, sondern Abschätzungen auf Grund der nur unsicher bekannten Temperaturabnahme der Luft mit der Höhe in den betreffenden Gebieten. In Mexico (19° N) müßte hiernach die mittlere Jahrestemperatur an der Schneegrenze (4500 m) + 4° C betragen. Auch in den äquatorialen Anden von Südamerika und den östlichen Ketten Perus und Bolivias (15—22° S) scheint sie noch 1—2° über Null zu erreichen. In den Ostalpen treffen wir auf die Schneegrenze bei etwa — 3° C mittlerer Jahrestemperatur der Luft, in Grönland (64° N) bei — $12,_5$°, in Grinnelland (32° N) sogar bei fast — 19° C.

Die höchste Erhebung[203]) der klimatischen Schneegrenze kann zu 6000 m angenommen werden. Sie findet sich nicht in äquatorialen Breiten, sondern ziemlich unabhängig von der Breitenlage in besonders trocknen Hochgebirgen. So in der Westkette der peruanischen Anden (16°, westlich v. Arequipa oder im asiatischen Transhimalaja (Kailas 31° N). Innerhalb der Tropen scheint die Schneegrenze nirgends tiefer als etwa 4500 m herabzusteigen und nur in antarktischen Gebieten den Meeresspiegel zu erreichen.

In gemäßigten und kalten Zonen läßt sich im übrigen eine Abnahme der Höhe der Schneegrenze mit wachsender Breite nicht verkennen, auch geht die Abnahme auf der südlichen Halbkugel rascher vor sich. Es beträgt die Höhe der Schneegrenze:

Nördliche Halbkugel			Südliche Halbkugel		
Pyrenäen	43° Br.	2800—3000 m	Anden v. Chile	28°	5200 m
Alpen	45—47° „	2500—3200 m	„	33°	4500 m
Kaskaden-Gebirge	47° „	2400 m	„	36°	2000 m
Norwegen, Küste	60° „	1200 m	„	39°	1600 m
Norwegen, Küste	70° „	800 m	Feuerland	54°	950 m
Spitzbergen	77°	450 m	Viktoria-Land	78°	—

Der Unterschied einer Sonnen- und einer Schattenseite bedingt im allgemeinen einen Höhenunterschied der Schneegrenze von 100—300 m in ein und demselben Gebirgsstück[204]), das gleiche gilt von nicht zu breiten Gebirgen mehr oder weniger westöstlichen Verlaufs. Auf der nördlichen Halbkugel liegt daher die Schneegrenze infolge stärkerer Insolation an den Südabhängen höher, auf der südlichen umgekehrt an den nördlichen.

Weit größere Differenzen werden durch die Gegensätze der Regen- und Regenschattenseiten bedingt. Wie sehr Niederschlagsarmut die Schneegrenze hinaufrückt, läßt sich an vielen Gebirgen mit feuchten und trocknen Gehängen verfolgen.

---

[202]) W. Köppen, Die Lufttemperatur a. d. Schneegrenze (Pet. Mitt. 1920, 74—80). Daselbst Schätzungen für 52 Gebirge, so z. B. für Mexiko: Schneegrenze auf den benachbarten Vulkanen 4600 m hoch, oder 2300 m über der Stadt Mexiko (2278 m), deren mittlere Jahrestemperatur $15,_5$° C beträgt. Bei Abnahme der letzteren mit der Höhe um $0,_5$° für 100 m oder 11,5° für 2300 m folgt eine Lufttemperatur an der Schneegrenze von 4° C (= $15,_5$°—$11,_5$°). — [203]) Die vollständigste kritische Sammlung der Schneegrenzebestimmungen bietet z. B. die Abhandlung von V. Paschinger (Anm. 196). Sie geht auf die Originalquellen zurück, wenn sie sich auch hinsichtlich Amerikas fast ganz an G. Schwarze, Die Firngrenze in Amerika (Wiss. Veröff. d. Ver. f. Erdk., Leipz'g I, 1891) hält. Die Tafel der Höhengrenzengürtel v. 100 Gebirgsgruppen von Herm. Berghaus (Geogr. Lehrb. V. 1874. 472 ff.) ist mannigfach veraltet. — [204]) Paschinger, 69.

	Breite	Regenseite		Trockenseite		Diff.
Kaukasus	43° N	SW	2700 m	NO	3800 m	1100 m
Peruan.-bolivian. Anden	18° S	Ost	5000 m	West	6000 m	1000 m
Himalaja	27° N	Süd	4900 m	Nord	5600 m	700 m
Kilimandscharo[205])	3° S	S u. W	5300 m	N u. O	5700 m	400 m
Ecuadorian. Anden	0°	S u. O	4700 m	N u. W	4900 m	200 m

Es ist zu beachten, daß z. B. in den Einzelketten des Himalaja ihre südlichen Sonnenseiten trotz größerer Feuchtigkeit eine um 200—400 m höhere Schneegrenze aufweisen als ihre nördlichen Schattenseiten. Aber beim Gesamtgebirge prägt sich ein beträchtliches Steigen derselben gegen die trocknen Hochflächen Tibets im Norden aus.

Dieses Ansteigen der Schneegrenze tritt aber auch bei den meisten Gebirgen mit ihrer Massenerhebung nach innen zu auf[206]). Die letztere begünstigt an sich die langsamere Abnahme der Lufttemperatur, die Insolation ist infolge geringerer Feuchtigkeit der Luft stärker, besonders in der Mittagszeit, dadurch wird auch die Bodentemperatur verhältnismäßig höher. Diese vermag daher der Luft durch Ausstrahlung eine größere Wärmemenge zuzuführen und sie vor Erkaltung mehr zu schützen. Alles dies läßt wie die Isothermen oder die Waldgrenzen, so auch die Schneegrenze im Bereich der Massenerhebungen steigen.

So liegt die 15° — Isotherme der wärmerenTagesstunden am Säntis in der Nordschweiz nur in 1300 m Höhe, im Engadin dagegen in 1960 m. In den Ostalpen steigt die Schneegrenze westwärts deutlich, von 2500 m im Osten, bis auf 2900 m in den Ötztaler-Alpen, der Ortler-, Bernina-, Finsteraarhorngruppe. Ja in den Walliser Alpen findet sie sich erst oberhalb 3000 m, vom Säntis (2450 m) bis zur Monterosagruppe (3200 m) erhebt sie sich um fast 800 m.

IV. Das Klima.

§ 254. Literarischer Wegweiser zur Klassifikation der Klimate. Zahlreich sind die Versuche aus neuerer Zeit, die verschiedenen Klimate der Erde in ihren Eigentümlichkeiten zu schildern, ihnen kurze, leicht verständliche Namen beizulegen und sie kartographisch niederlegend durch Schwellwerte zu begrenzen. Ist man sich auch über gewisse Haupttypen (8—10), denen sich die einzelnen Klimagebiete (Klimaprovinzen) unterordnen lassen, und auch über die meisten der letzteren schon einig, so noch keineswegs rücksichtlich ihrer Begrenzung und Benennung. Der Fortschritt gegen früher zeigt sich bei diesen Versuchen im allgemeinen dadurch, daß neben der Temperatur die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft mehr und mehr als die entscheidenden klimatischen Faktoren einbezogen werden.

A. Supans schon älterer Versuch (Grundz. d. phys. Geogr. 1884, 129; 1916, 234 ff.) beschränkt sich auf Einteilung der Landoberfläche in 35, im Text teilweise durch Stichworte gekennzeichnete, aber erst 1916 den fünf Wärmezonen untergeordnete Klimaprovinzen: Das seit 1884 unveränderte Kärtchen (Merk.-Proj. 1 : 270000000 i. Äq.) gibt diese nur in ganz rohen Zügen wieder. Die Namengebung ist die rein

[205]) F. Klute, Ergebn. e. Forschungsreise im Kilimandscharo 1912 (Berlin 1920, 14). — [206]) Für die Ostalpen vergl. E. Richter (Anm. 196), auch seine Karte 1 : 1700000 mit Angabe der Grenzen gleicher Schneegrenzenhöhe; ferner Richter, Neue Ergebnisse der Gletscherforschung (Abh. d. Geogr. Ges. Wien I, 1899). Für die Schweiz s. J. Jegerlehner, Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz mit Karte der Isochionen (Linien gleicher Schneegrenzhöhe) von 100 m zu 100 m in 1 : 1400000, sowie Alfr. de Quervain, Die Hebung d. atmosph. Isothermen in d. Schweizer Alpen u. ihre Beziehung zu Höhegrenzen (Beiträge z. Geophysik VI. 1904. 481—833, mit Kärtchen, ca. 1 : $3^1/_3$ Mill.).

geographische. — Weit eingehender ist R. Hults „Versuch einer Einteilung der Erdoberfläche in Klimagebiete" (Vetenskap. Meddelanden af geogr. Föreningen i Finland, I. 1893, 140—201) in (schwedischem) Text u. mit weit größerer Karte (Mollweides flächentreue Proj., Kugelmaßstab 1 : 90000000). Es werden neben 33 Klimareichen 106 geographisch benannte Klimaprovinzen unterschieden, die 9 nach Winden und Niederschlägen ähnlichen Klimagruppen untergeordnet sind. — J. Hann bietet im 2. Teil (Klimatographie) seines Handbuches (1897, 1910) weniger Klimatypen und Klassifikationen als treffliche Beschreibungen der in einzelnen Ländern ausgebildeten Klimate in einer Reihenfolge geographisch innerhalb der Hauptwärmezonen zusammengehöriger Gebiete. Ohne Beigabe von Karten werden die Abgrenzungen der Klimagebiete kaum berührt. — Das Letztere erstrebt dagegen bewußtvoll W. Köppen. Sein älterer Versuch einer „Klassifikation der Klimate, vorzugsweise in ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt" (Geogr. Zeitschr. VI, 1900, 593—611, 657 bis 797 mit 2 Karten in Merk.-Proj. 1 : 90 bezw. 180 Mill. i. Äq.) unterschied erst 24 Klimate in zonaler Zusammenfassung in fünf Zonen, deren Merkmale der Decandolleschen Einteilung der Pflanzen (1874) nach ihren Ansprüchen an Wärme oder Feuchtigkeit[1]) angepaßt wurden. Die Bezeichnung der Einzelklimate nach gewissen Charakterpflanzen ihrer Gebiete hat wenig Anklang gefunden und ist von ihm selbst aufgegeben.

Neue Vorschläge wurden von E. de Martonne (Traité de géogr. phys., Paris 1909, 205—33, Chap. VI, Principaux types des climats) eingeleitet. Neben sechs den bekannten zonalen Wärmegürteln entnommenen Klimaten werden zwei „climats désertiques, chaud et froids" unterschieden. Die Karte (Mollweides Proj., Kugelmaßstab 1 : 90000000) grenzt 30 Einzelgebiete klimatisch ab, je nach einer Landschaft benannt. Zur Abgrenzung dienen bereits zahlreiche klimatische Ziffernwerte. — Von der Bedeutung des Wasserhaushalts (Niederschlag, Abfluß und Verdunstung) für die Bodenbildung ausgehend, hat A. Penck den „Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage" veröffentlicht (Sitz.-Ber. d. k. Pr. Akad. d. Wiss., Berlin 1910, 236—46), der besonders unter Morphologen Anklang gefunden hat, wenn er auch etwas einseitig mehr auf eine Einteilung klimatischer Regionen der Wasserführung hinausläuft. — Die kritischen Aufsätze A. Hettners „Die Klimate der Erde" (Geogr. Zeitschr. XVII, 1911, Heft 8—12) wenden sich gegen zu starke Anwendung klimatischer Ziffernwerte bei Kennzeichnung der verschiedenen Klimate und ziehen Beschreibung durch das Wort vor. Im Schlußkapitel (678—85) werden 9 Klimatypen unterschieden. Die weitere Einteilung erfolgt hauptsächlich nach der Dauer von Regen- und Wärmeperioden (Köppen, S. 576), im Tropenklima auch nach Höhenstufen. — Fast als Gegenstück kann W. Köppens scharf durchdachte und im einzelnen durchgeführte „Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresverlauf" gelten (Pet. Mitt. 1918, 193—203, 243—48), da sie einerseits gerade auf die Schwellenwerte zur Begrenzunng der Klimate Wert legt, andererseits auf Einführung einer kurzen Klimaformel hinausläuft, welche Natur und Verwandtschaft der Klimate durch Buchstabengruppen ähnlich zum Ausdruck bringen soll, wie chemische Formeln die Zusammensetzung der Stoffe. Die Karte in glücklicher Farbenwahl (Hammers flächentreue Proj., Kugelmaßstab 1 : 60000000) zeigt, ähnlich wie Hult gegen 100 klimatische Provinzen an. — S. Passarge hat in seinen Grundzügen der Landschaftskunde (II. Hamb. 1920, 43—51), das Köppensche System unmittelbar übernommen, mit dankenswerter Übertragung der Köppenschen Klimagebiete in einzelne Erdteilkärtchen. — A. Philippson (Grundzüge der Allg. Erdkunde I, 1920, 219—41) kehrt mehr zur Abgrenzung der Typen mittels Isothermen zurück. Text und die wenig übersichtliche Karte (Merk.-Proj. 1 : 105000000 i. Äq.) unterscheiden 63 Klimaprovinzen, jedoch nur in roher Abgrenzung.

[1]) Megathermen, Mesothermen, Mikrothermen, Hekistothermen, d. h. große, mäßige, geringe und geringste Wärme beanspruchend und endlich, Xerophile, d. h. die Trockenheit liebende Pflanzen.

§ 254a. Klimagürtel und klimatische Regionen. Das örtliche Zusammenwirken der verschiedenartigen Faktoren, wie sie im Vorhergehenden nach Erscheinungsweise und ursächlicher Verknüpfung gelegentlich auch nach ihrer Wirkung auf andere geographische Objekte erörtert sind, läßt auf der Erdoberfläche eine Anzahl von Klimagebieten unterscheiden. Diese ordnen sich wiederum räumlich größeren Klimaregionen und Klimagürteln unter, wie sie sich andererseits ihrem Wesen nach zu gewissen Klimatypen zusammenfassen lassen. Während man es auf dem Meere wesentlich nur mit schwer zu begrenzenden Klimaregionen zu tun hat, lassen sich diese auf den Landflächen unschwer in eine größere Zahl von Klimaprovinzen von kleinerer oder größerer Ausdehnung aufteilen. Das letztere oder die spezielle Klimatographie — eine echt geographische Aufgabe — wird im Rahmen dieses Lehrbuches jedoch zweckmäßiger der Länderkunde vorbehalten, insofern sie vor allem eine genaue Kenntnis der Bodenplastik, der Einordnung einer Einzellandschaft in den mit einem größeren Klimagebiet zusammenfallenden Erdraum, der Einlässe für die Luftströmungen in Zwischengebirgssenken oder über Niederungen und Seeflächen zur Voraussetzung hat.

Im übrigen hat die Kennzeichnung der Eigentümlichkeiten eines Klimagebietes geringere Schwierigkeiten als die Feststellung seiner Grenzen[2]). Deshalb sind auch die Versuche kartographischer Darstellung klimatischer Provinzen noch tastend und unsicher. Viele benachbarte Klimagebiete sind namentlich im Meere und im Flachland durch breite Übergangszonen verknüpft, in denen sich die ausgesprochenen Gegensätze abschwächen und ausgleichen; die Grenzlinien der Klimakarten vergegenwärtigen uns daher nur die mittlere Lage von Grenzstreifen.

Auf dem Festlande entnehmen wir im übrigen die Kennzeichen der Klimate zumeist dem Flachlande, seien es Niederungen, seien es ausgedehntere Anschwellungen der Erdrinde oder Hochländer. Gebirge erweisen sich überall naturgemäß als klimatische Inseln, umkränzt von Höhengürteln, die in der Tiefe die Eigenart der klimatischen Landschaft oder Region, in der sie sich erheben, an sich tragen, uns dann aber stufenweise in andere Klimate versetzen. Bei ihrer beschränkten räumlichen Ausdehnung gehören die Gebirge einer anderen Größenordnung an, als sie zunächst für unsere übersichtliche Betrachtung in Frage kommt.

Nicht alle Klimate, die wir auf dem Lande unterscheiden können, finden sich bei der Gleichförmigkeit der Meeresoberfläche auf letzterer wieder. Bleiben wir zunächst bei dem ersteren stehen, so wird es die Übersicht erleichtern, wenn wir vor Schilderung des Wesens und der Eigentümlichkeiten der einzelnen Typen die großen Züge ihrer geographischen Verteilung von der Weltkarte ablesen.

Es empfiehlt sich also für die folgende Betrachtung eine der neueren Übersichtskarten der Klimate der Erde[3]) zur Hand zu nehmen. Wem sie fehlt, kann wichtige Tatsachen der Verteilung einer den heutigen Atlanten selten fehlenden Karte der Vegetationsgürtel (Atlas, Taf. 8) entnehmen, da auf solchen die Wald- und Savannengebiete als die feuchteren Regionen neben den Steppen und Wüsten als den trockneren oder die Tundren als die kalten und baumlosen Polar- (und Hochgebirgs-) Gebiete dargestellt zu sein pflegen.

[2]) Vergl. dazu bes. Köppen a. a. O., Pet. Mitt. 1918, 193: Trennende Merkmale für die Klassifikation. — [3]) Am besten die Karte zu Köppens Klassifikation der Klimate (Pet. Mitt. 1918, s. o. § 254).

Ausdrücke wie tropisch, außertropisch, arktisch und antarktisch, deren wir uns in der Klimatologie so vielfach zu bedienen haben, erscheinen kaum mehr mißverständlich, doch ist der Versuch abzulehnen, die Namen arktischer bezw. antarktischer Regionen, wie es wohl in der Biogeographie geschieht, auf alle außertropischen Gürtel auszudehnen. Üblich ist ferner längst die Bezeichnungs ubtropisch für Gebiete, die sich an die Tropengürtel angrenzen, ebenso wie man subarktisch bezw. subantarktisch auf Landschaften höherer Breiten beschränken sollte. Es bedarf dann noch eines Kunstausdrucks für die Zwischengürtel mittlerer Breiten im Norden und Süden. Als solche haben Bezeichnungen wie boreal (ὁ βορέας, der Norden) und notial (ὁ νότος, der Süden) begonnen sich einzubürgern. Alle diese Erdgürtel sind aber, wohl bemerkt, nicht wie die fünf Zonen des mathematischen Klimas durch feste Grenzlinien voneinander getrennt, sondern bezeichnen nur je nach dem seiner Lage nach zu beschreibenden Element schmälere oder breitere Erdgürtel in bestimmter Reihenfolge der Lage.

Die Haupttypen, zu denen wir die gesamte Mannigfaltigkeit der Einzelklimate zusammenfassen können, nehmen vier gewaltige, zusammenhängende Erdregionen ein, um daneben gelegentlich noch in kleineren, oft weitentfernten Landstrichen von neuem aufzutreten. Insgesamt gehören diesen vier Typen mehr als 90% der Landoberfläche an.

a) Der breite Gürtel der tropischen Regenklimate, unter deren Herrschaft tropischer Urwald oder Savannen die Länder bedecken, legt sich fast ununterbrochen rings um die Erde. Er erweitert sich im südöstlichen Asien durch die in subtropische Gebiete reichenden Monsunklimate auf rund 41 Mill. qkm (S. 648). In den Subtropen bis in mittlere Breiten wechseln dagegen feuchte und trockne Klimate mehrfach im gleichen Breitengürtel. Was sich in dieser Hinsicht auf den ausgedehnten Flächen der Nordkontinente im Großen abspielt, wiederholt sich im Kleinen auf den drei südlichen Auskeilungen der Landmassen.

b) Zu wirklich großer Ausdehnung gelangt hier nur die Region der trocknen Klimate, des oft genannten Steppen- und Wüstengürtels der Alten Welt. Im Bereich der Subtropen gehört ihm Nordafrika mit Arabien an. Aber der südwest-nordöstliche Verlauf sowohl der atlantischen wie der pazifischen Abdachung Eurasiens bedingt, daß die zentralsten und darum trockensten Teile dieses Kontinents im Nordosten des großen afrikanischen Küstengebiets zu liegen kommen. Infolge davon schließen sich die großen Trockengebiete Vorder- und Mittelasiens unmittelbar an die afrikanischen an und bilden eine zusammenhängende Region, die an Fläche ganz Afrika nicht nachsteht. Sie lagert sich diagonal und sie völlig trennend zwischen die obengenannten Abdachungen. Ja dieser Trockengürtel findet nordostwärts in dem noch verhältnismäßig trocknen Ostsibirien — verglichen mit den reichlicher benetzten Teilen Nordasiens — seine Fortsetzung.

c) Jenseits dieses größten Trockengebiets der Erde breitet sich wieder humideres Land aus. Es ist der Typus des borealen Waldklimas, der sich vermöge der gewaltigen westöstlichen Ausdehnung der nördlichen Kontinentalmassen wiederum wie das tropische Klima gürtelförmig rings um die Erde legt. Er reicht daher sowohl in Eurasien wie in Nordamerika von Ozean zu Ozean. Daher kommt es auch, daß er in Ostasien noch mittels eines breiten Landstreifens in unmittelbare Berührung mit dem Monsungebiet tritt und hier das gesamte pazifische Gestade klimatisch keine solche Unterbrechung erfährt, wie es im Bereich der atlantischen Küsten, durch die bis ans Meer reichenden afrikanischen Wüstenklimate geschieht. Auf der südlichen Halb-

kugel fehlt es vermöge der nicht in höhere Breiten reichenden kontinentalen Endländer an einem notialen Waldklima, das dem borealen entspräche.

d) Erst in polaren Breiten gelangen die nivalen oder Schneeklimate zu alleiniger Herrschaft; im Norden mehr in der Form des Tundrenklimas, aus dem sich allerdings Grönland schon als ein Gebiet ewigen Frostes, der jede Vegetation ausschließt, heraushebt, während man im Süden fast die ganze Masse der Antarktis dieser Klimaform zuweisen muß.

Was an Klimatypen oder Klimagebieten auf der Landfläche übrig bleibt und sich dem Wesen nach den genannten vier Haupttypen nicht unmittelbar unterordnen läßt, gehört einer weit geringeren Größenordnung an. Es entfallen auf diese kaum 12 Mill. qkm, so daß es sich mehr um Klimaprovinzen, als Klimaregionen handelt. Sie mögen als Zwischenklimate zusammengefaßt werden. Es sind einmal die subtropischen sommertrocknen Klimate, sowohl auf der nördlichen als der südlichen Halbkugel, auf die Westseiten der Kontinente beschränkt. Nur im Bereich des Mittelmeeres wächst dies Klima zur Größe einer Region aus. Sodann die auf die Regionen mit Regen zu allen Jahreszeiten beschränkten feuchttemperierten Klimate, wie man sie in Ermangelung eines treffenden Namens jüngst benannt hat. Der Osten der Vereinigten Staaten, etwa südlich des 40° N, die Laplataländer in Südamerika, sowie West- und Mitteleuropa sind die drei ausgedehnten Landschaften, die hierher gehören.

Die Neue Welt erfordert an dieser Stelle noch eine kurze Betrachtung. Dort schließt die Auflösung Mittelamerikas in einen Inselkranz und in ein schmales Kontinentalstück, und zwar in den gleichen Breiten, in denen sich in der Alten Welt die Sahara ausbreitet, die Bildung eines größeren tropisch-subtropischen Trockengebiets aus. Bis auf die westlichsten Landstriche gehört die gesamte atlantische Abdachung Nord-, Mittel- und Südamerikas den feuchteren Klimaten an. Ihr Herrschaftsbereich kann daher in gewissem Sinn als die westliche Fortsetzung aller gegenüberliegenden Klimate, soweit sie gleichfalls den humideren angehören, betrachtet werden. Jedoch bedingt der völlige Unterschied im Aufbau der Alten und Neuen Welt in den subtropischen Breiten der Nordhalbkugel eine beträchtliche Verschiebung ähnlicher Klimate auf beiden Seiten des trennenden Ozeans. Weder ein Trockengebiet wie das der Sahara noch die nordwärts durch hohe Gebirge scharf abgegrenzte, durch Winterregen und Sommerdürre gekennzeichnete Klimaregion der Mittelmeerländer wiederholen sich auf dem amerikanischen Gegengestade. Das amerikanische Mittelmeer, das sich zwischen 10° und 30° N ausbreitet, läßt dort das tropische Klima unmittelbar in das Flachland des Mississippibeckens übergehen, das mitsamt der Ostküste der Vereinigten Staaten, wie West- und Mitteleuropa, Niederschläge zu allen Jahreszeiten empfängt. Vereinigt man diese feuchttemperierten Klimagebiete diesseits und jenseits des nordatlantischen Ozeans zu einer Gruppe, so liegt das amerikanische um 10° Br. südlicher als in Europa. Die Gesamtregion wiederholt daher den diagonalen Südwest-Nordostverlauf des Trockengürtels und der asiatischen Monsungebiete.

Den ganzen Westen Amerikas beherrschen dagegen entsprechend dem Aufbau des Kontinents wechselnde Klimate in wesentlich meridionaler Anordnung ihrer Gebiete, ohne daß es erforderlich wäre für sie neue Typen aufzustellen. Im einzelnen nehmen die Klimagebiete in Südamerika die Form schmaler, langgestreckter, paralleler Bänder an, in Nordamerika dehnen sie sich zu breiteren Flächen aus, lassen aber an der Westküste selbst für die

vom Meere aus beeinflußten klimatischen Landschaften nur schmale Streifen übrig.

Die räumliche Verteilung der hauptsächlichsten Klimatypen voranstellend sollen im folgenden zunächst die vier großen Klimaregionen in ihren allgemeinsten Zügen behandelt werden. Als solche werden unterschieden

1. Die Regionen der tropischen Klimate im engen Anschluß an die in die Subtropen übergreifenden Monsunklimate.

2. Die trocknen Klimate, teils den Subtropen, teils mittleren Breiten angehörig.

3. Die Regionen der auf die nördliche gemäßigte bis subarktische Zone beschränkten borealen winterkalten Waldklimate.

4. Die dauernd kalten Klimate, vor allen die polaren Kappen einnehmend.

Diesen klimatischen Hauptgebieten stellen wir die Zwischenklimate gegenüber, unter welchem Namen hier der Kürze wegen jene kleinern Klimagebiete zusammengefaßt werden sollen, welche, in subtropischen Breiten gelegen, sich zwischen die großen Klimaregionen einschieben, aber ausgesprochene Eigentümlichkeiten ihren Nachbargebieten gegenüber besitzen.

§ 254b. Die tropischen Regenklimate und die Monsunklimate. Das tropische Klima[4]) zeichnet sich vor dem höherer Breiten durch einen sehr einheitlichen Charakter aller wichtigen klimatischen Elemente aus. Die Witterungserscheinungen kehren mit großer Regelmäßigkeit wieder. Die überwiegende Wasserbedeckung innerhalb der Tropen — zwischen 20° S und 20° N nimmt das Wasser mehr als $^3/_4$ der Fläche ein (S. 269) — und die zusammenhängende Waldbedeckung der Kontinente (Taf. 8) verleihen der gesamten Tropenzone im allgemeinen ein ozeanisches Klima mit Abstumpfung der jahreszeitlichen Gegensätze der Temperatur und der Feuchtigkeit. Die Gürtel hohen Luftdrucks an den Grenzen verhindern das Eindringen kalter Polarströme in die Tropen. Schon die Wärmestrahlung zeigt keine auffallenden Unterschiede. Die Jahresmittel der Lufttemperatur bewegen sich etwa zwischen 20° –28° C. Aber indem die Isothermen weit voneinander abstehen, erreicht die jährliche Wärmeschwankung nur 1°—5° C; auch die tägliche ist nicht groß und übersteigt nur in seltenen Fällen 10°—12°. Die Temperaturmaxima sind nicht außergewöhnlich; sie werden allerdings bei der übergroßen Feuchtigkeit weit drückender empfunden als bei uns. Und wenn die Minima selten unter 15°—20° herabgehen, so ruft eine Erniedrigung um 7°—8° für den an die gleichmäßig hohe Temperatur gewöhnten Tropenbewohner doch bereits die Empfindung des Frierens hervor. — Im übrigen wird ein jahreszeitlicher Wechsel nicht durch die Luftwärme, sondern durch die Niederschläge bedingt. Alles wird von dem Gegensatz einer Überfülle von Regen, der hauptsächlich zur Sommerszeit fällt, und der Trockenperioden beherrscht. Die Luftfeuchtigkeit pflegt hoch zu sein, die relative geht selten unter 70 % herab. Es herrscht im allgemeinen eine warmfeuchte „Treibhausluft". Die Tropen sind reich an Gewittern mit massenhaften, aber selten zündenden Blitzen. Daneben nehmen die Passatregen jedoch auch die Form des Landregens an. Schneefall kennt man im Gebiet der Tropen nur in den höheren und höchsten Bergländern. Die Bewölkung ist nicht unbeträchtlich, der reichliche Wasserdampf der Atmosphäre

[4]) Hann, Handb. d. Klimatologie II, 1897, 10—43; II$_1$, 1910, 3—31.

läßt die Luft weißlich erscheinen im Gegensatz zur Bläue subtropischen Himmels. Bei großer Durchsichtigkeit ist die Luft am Tage in höherem Grade lichterfüllt als bei uns. Die Dämmerungszeit ist stark verkürzt und beschränkt sich meist auf $^1/_4$–$^1/_2$ Stunde, nach deren Verlauf des Abends völlige Dunkelheit eintritt, soweit nicht Sternenglanz und Mondlicht zur Erhellung beitragen.

Die Gefährlichkeit des Tropenklimas[5]) für die Bewohner höherer Breiten beruht weniger auf allgemeinen Verhältnissen als auf örtlich ungünstig wirkenden Ursachen. Zwar wird man die geringere Lebensfrische des ganzen Organismus auf die gleichmäßig hohe Wärme, welche die Schweißabscheidung stark befördert, zurückführen müssen. Die Körperwärme nimmt an sich übrigens nicht zu, sie erscheint in den Tropen selbst oft unter der gewöhnlichen von $37^0{,}_5$ C zu sein. Alle Organe erschlaffen in ihrer Spannkraft. Je mehr nun in Küstengegenden frische Seewinde reine unverdorbene Luft ins Land wehen, um so günstiger für jene. Das Schlimmste ist die Stockung des Wasser- und Luftabflusses über dem erhitzten Boden, wie sie bei Landwinden in sumpfigen Küstenstrichen fast immer eintritt. Dann ist die Luft fiebererzeugend, mit Miasmen geschwängert. Das tropische Regenwasser führt in seinem Reichtum an salpetriger Säure dem Boden zwar ein wichtiges Element zu, übt aber dadurch auf ihn eine um so stärker zersetzende Wirkung aus. So ist ein tropisch erwärmter und bewässerter Boden der Herd einer nie absetzenden Fäulnis, dem bei starker Verdunstung üble und oft übelriechende Dämpfe entsteigen. Diese bringen nun den Menschen — auch den Eingeborenen — das Sumpffieber, die durch Mosquitos übertragene Malaria und andere, den Verdauungsvorgang störende Krankheiten. Vorsichtige Lebensweise nebst Schutz vor unmittelbarer Sonnenbestrahlung, die unbedeckte Körperteile oft den Hitzschlägen (Sonnenstich) aussetzt, und vor dem Einatmen der hart über dem Boden schwebenden Gase, Wechsel leicht verdaulicher Speisen sind also notwendige Erfordernisse der sog. Akklimatisierung an tropisches Klima.

Innerhalb der Zone tropischer Regenklimate kann man noch zwei größere Untertypen unterscheiden. Zunächst hebt sich das eigentliche Äquatorialklima mit den äußerst geringen Temperaturschwankungen (S. 577), den gleichmäßiger über das Jahr verteilten, reichen Niederschlägen von den beiderseitigen Randgebieten ab. Diese äquatorialen Regen zeigen freilich zumeist doppelte Maxima um die Zeit der Äquinoktien und je weiter man sich vom Gleicher entfernt, um so deutlicher entwickeln sich Zeiten seltenerer Regentage (S. 625). Im übrigen werden in täglichen Gewittern große Mengen Wassers über weite Flächen ausgeschüttet. Der Boden ist zum weitaus größten Teil vom tropischen Urwald eingenommen, weshalb man das äquatoriale Klima auch als feuchtheißes Waldklima (Köppen) dem minder benetzten Savannenklima gegenübergestellt hat.

In Südamerika vor allem die Amazonasniederung einnehmend erstreckt sich dies Klima über die Küstenländer von Oberguinea und das Kongobecken. Ihm gehört, abgesehen von den Hochflächen im Innern der größeren Inseln der gesamte Australasiatische Archipel mit Einschluß von Neuguinea an. Man findet es bis in subtropische Breiten reichend, an einzelnen Küsten, denen die herrschenden Winde Regen in tropischer Fülle mehr oder weniger in allen Jahreszeiten zuführen, wie auf der Ostseite Brasiliens, der indischen Malabarküste oder der Westseite Hinterindiens usw.

2. Sobald mit größerer Entfernung vom Äquator oder bei höherer Anschwellung des Bodens die Regen- und Trockenzeiten zu schärferer Aus-

[5]) O. Schellong, Die Klimatologie der Tropen, Berlin 1891 (s. Pet. Mitt. 1892. L. B. 512); Hann, Handbuch (II_1, 1910, 25—31).

gestaltung gelangen, die Temperaturschwankung wächst und die Überfülle der Niederschläge sich vermindert, prägen sich die Wirkungen des Klimas deutlich in einem neuen Vegetationsbild aus. Die offenen Grasfluren, hochbewachsene Savannen (Campos) (§ 252), wechselnd mit lichten Wäldern, die in der trockenen Zeit ihr Laub verlieren, wie jene dann gänzlich verdorren, nehmen überhand. Der Urwald begleitet nur noch die Ufer der Flüsse. Man hat daher dieses tropische Trockenklima auch mit dem Namen eines periodisch trocknen Savannenklimas (Köppen) belegt. Über die Begrenzung der diesem Klima angehörigen Gebiete nach innen und außen herrscht noch keine Übereinstimmung. Streckenweise tritt es auch im Bereich des äquatorialen Urwaldklimas auf.

Zu beiden Seiten des letzteren nimmt das Savannenklima mächtige Flächen ein. Im afrikanischen Sudan findet mit der Zunahme der regenärmeren Monate ein allmähliger Übergang in die Region des wesentlich trockneren Steppenklimas statt[6]). Der 15° N mag dort als mittlere Grenze gelten, während man südlich des Äquators die ähnliche Grenze erst längs des 20.° S annimmt, ja an der Mozambiqueküste reicht sie bis über den Wendekreis. In Amerika sprechen wir diesem Klima die Hochflächen von Guayana, die Llanos des Orinoco, sowie das ganze Massiv von Brasilien (mit Ausnahme der Ostküste) zu. Mit Yucatan würde es auch dort den Wendekreis erreichen, wie dies in Asien (Dekan und die Niederungen Hinterindiens) und in Nordaustralien beiderseits desgleichen der Fall zu sein scheint.

3. In den höheren Regionen Ostafrikas und des subtropischen Südafrika, im nördlichen Indien und südlichen China prägt sich der Gegensatz einer halbjährigen Regen- und Trockenzeit deutlicher aus. Und zwar fällt die letztere auch noch in den jeweiligen Winter. Dabei tritt zumeist die größte Hitze, die derjenigen der Tropen nichts nachgibt, in den Monaten vor Beginn der Regenzeit ein, welche letztere die Wärme des feuchteren Sommers ein wenig mildert. In der Trockenzeit versiegen bereits die meisten Flüsse. Auch für dies weit in die Subtropen eingreifende Klima ist ein treffender Name noch nicht gefunden. Der eines subtropischen Kontinentalklimas (Hettner) scheint nicht ungeeignet, da die Jahresschwankung der Temperatur schon meist 20° C übersteigt, während ein anderer Vorschlag die warmen wintertrocknen Klimate zu einem der Haupttypen zusammenfassen will (Köppen).

Ob man diesem auch das Klima von Mittelchina, also besonders das des Jangtse-kiangbeckens zuweisen darf, ist fraglich. Denn einerseits sind die Winter durch die Schneefälle nicht eigentlich niederschlagsarm, andererseits senken die kalten Landwinde in dieser Jahreszeit die Temperatur beträchtlich herab. Während das Gangestal noch einen Januar von 15°—18°, Südchina einen solchen von 14°—15° hat, erreicht er in Mittelchina kaum 3°—5°. Schneefall und Frosttage sind freilich auch in Kanton (Wendekreis) nichts außergewöhnliches. Meist sondert man das chinesische Klima als subtropisches Sommerregengebiet von dem tropischen Klima ab. Der Begriff des tropisch-subtropischen Monsungebietes erstreckt sich andererseits wieder über ganz Südostasien.

§ 254c. Die trockenen (ariden) Klimate. Das Typische des Trockenklimas ist, daß die Verdunstung den Ertrag der Niederschläge mehr oder weniger aufzehrt, weshalb in seinem Bereich eigentliche Flüsse nicht entstehen[7]). Treten solche dort ein, so sind es Fremdlinge, die aus humiden

[6]) Es ist das „tropische Kontinentalklima" Hettners, das „äquatoriale Trockenkima" Philippsons. — [7]) Vergl. Rud. Müller, Regenverteilung, Pflanzendecke u. Besiedlung Oberguineas und des westl. Sudans (Geogr. Zeitschr. XV, 1909, 620—91, mit Karte, 1 : 20000000).

Nachbargebieten stammen, im ariden Klima aber meist bald versiegen oder Endseen bilden. Nur die größten, wie Nil und Indus, Euphrat und Tigris, Amu und Syr, der Orangefluß im Kapland oder der Murray in Australien u. a. durchschneiden die trocknen Regionen, verlieren dabei aber gewaltig an Wasser. Einzelne Regengüsse können Sturzbäche (Torrenten) bilden. Die Bewölkung ist durchweg gering. Die heitern Tage überwiegen im Jahr. Sie verstärken die Ein- und Ausstrahlung des Bodens beträchtlich. Allen Trockengebieten sind daher scharfe tägliche Temperaturschwankungen eigen und echt kontinentale Jahresamplituden der Luftwärme (Atlas, Taf. 7).

Aber die Luft, meist in starker Bewegung, ist dem Menschen gesund. Wie die Vegetation wesentlich auf Trockenheit lieb nde oder ihr angepaßte Formen beschränkt ist, so ist der dauernde menschliche Wohnsitz auf Oasen und der Feldbau durchweg auf künstliche Bewässerung angewiesen. Einerseits handelt es sich dabei um Quellenoasen, die durch das reichliche Grundwasser gespeist werden, wie vor allem im Bereich der Sahara Nordafrikas, andererseits um sog. Berieselungsoasen längs des Fußes der in Zentralasien die Trockenzone durchziehenden Gebirge.

Im übrigen prägen sich unter den ariden Klimaten zwei je nach der Steigerung der eben geschilderten Erscheinungen, also nur graduell unterschiedene Klimaarten deutlich aus. Man kann sie mit den leicht verständlichen Namen eines Steppenklimas und eines Wüstenklimas einander gegenüberstellen. In ersterem bedeckt sich der Boden in der feuchten Jahreszeit rasch mit Graswuchs; in der trocknen liegt er verdorrt und verödet da. Es tritt also ein scharfer periodischer Wechsel ein. Dennoch ermöglicht dieser das scharenweise Auftreten von Herdentieren, um sie freilich ebenso wie die steppenbewohnenden Hirtenvölker zu jahreszeitlichen Wanderungen zu zwingen. Die Baumvegetation beschränkt sich auf die Uferstrecken fließender Gewässer.

Für die Trockengrenzen, jene schmäleren oder breiteren Landstriche des Übergangs vom feuchten zum halbtrocknen Steppenklima und wieder von diesem zum eigentlichen Wüstenklima ist es bislang nicht gelungen, greifbare Anzeichen festzustellen. Das gilt sowohl für die äquatorialen, als für die polaren Trockengrenzen. Die Versuche, solche dem Wasserhaushalt zu entnehmen und sie zugleich mit der Lufttemperatur zu einer festeren Regel zu verbinden[8]) — denn in wärmeren Gegenden tritt empfindliche Trockenheit schon bei einer Niederschlagsmenge ein, die für kältere Landstriche eine reiche genannt werden muß, — waren bisher nur tastend und unsicher[9]).

Nur eine Erscheinung darf als Regel gelten. Die Randgebiete der Trockenregionen werden fast überall vom halbariden Steppenklima eingenommen, die von ihnen rings umschlossenen Zentralgebiete gehören dem vollariden Wüstenklima an.

Das gilt insbesondere von dem großen Steppen- und Wüstengürtel der Alten Welt und dem Innern Australiens. In jenem wiederholt sich das Bild dreimal im Großen, in der afrikanischen Sahara, in Arabien und in der aralokaspischen Senke; kleinere Wüstengebiete sind die indische Wüste im Indusgebiet, verschiedene Teile der iranischen Hochfläche und das gesamte Tarimbecken. In Australien beherrscht ein vollarides Klima mehr als die Hälfte des Kontinents.

Nur wenige Erdstellen machen von dieser Regel eine Ausnahme. An allen Westküsten subtropischer Breiten treten ausgesprochene Trocken-

[8]) Vergl. A. Penck, Klimaklassifikation auf physiogeogr. Grundlage 1910 (§ 254); A. Hettner, Die klimatischen Regionen der Wasserführung nach A. Penck (G. Z. XVI. 1910 645 ff). — [9]) W. Köppen (a. a. O. Pet. Mitt. 1918, 197).

gebiete hart ans Meer; in nur schmalen Streifen auf der Halbinsel Kalifornien und längs der peruanisch-chilenischen Küste, die auf eine Strecke von 3000 km (vom 4°—31° S) unter Regenlosigkeit schmachtet. Der kühle aber völlig trockene Westsaum von Nordafrika ist ein unmittelbarer Bestandteil der Sahara. Die Erscheinungen wiederholen sich in Südwestafrika und im Nordwesten Australiens.

Soweit es sich um subtropische Trockengebiete handelt, sind es die Passate, die sie austrocknen. Als Nord- und Nordostwinde die Sahara überstreichend laden diese nur noch längs der Mittelmeerküste einige Feuchtigkeit ab, um dann auf die heißen Flächen zu gelangen und sich dabei immer mehr vom Sättigungspunkt zu entfernen. Das gleiche gilt übrigens von den aus dem Sudan in das Wüstengebiet gelangenden Südwinden. In Australien und Südafrika laden die Passate ihre Feuchtigkeit bereits an den östlichen Gebirgserhebungen ab. Aus diesen Gründen hat man diesem subtropischen Trockenklima den Namen eines Passatklimas beigelegt. Doch darf man nicht vergessen, daß gerade die den Atlantischen Ozean westwärts überwehenden Passate der Osthälfte Südamerikas reiche Niederschläge bringen.

Wenn dagegen die Ostseite Patagoniens in gleicher Trockenheit schmachtet, wie das Innere Argentiniens, so sind es hier, südlich des 40° S, wiederum Westwinde, die dies bewirken. Denn diese geben ihre Feuchtigkeit an der reichbewässerten Westseite der Anden zuvor ab.

In höheren Breiten, wie in Innerasien, ist es wesentlich die ganz zentrale Lage, die das Trockenklima bedingt. Im Gürtel der vorherrschenden Westwinde gelegen, bringen diese dem Gebiet noch einige Feuchtigkeit, besonders im Frühling (Atlas, Taf. 8), so daß die Steppen sich begrünen. Auch speichert im Winter eine Schneedecke auf den höheren Gebirgen Wasservorräte auf, die im Sommer die Berieselungsoasen längs des Gebirgsfußes speisen. Doch Gletscher gehören überall zu den Seltenheiten. Ungemein trocken sind ferner die im Innern vielfach herrschenden staubgetrübten Ostwinde. Die Kontinentalität des Klimas übertrifft in Zentralsien dasjenige der Sahara. Wenn hier die Jahresamplitude 20—25° beträgt, so bleibt sie in Innerasien selten unter 30°. Das rührt von der Kälte des Winters her. Winter, in denen die mittlere Januartemperatur unter 0° sinkt, sind nur den Trockengebieten Asiens eigen. Denn die Sommerwärme gibt der nordafrikanischen, zumal in Vorderasien, wenig nach, wenn auch die heißesten Landstriche der Erde (S. 574) allein dem subtropischen Wüstenklima angehören.

Auch das tibetanische Hochland[10]), zumal die westliche Hälfte, wird man der Trockenregion zurechnen dürfen, trotzdem die außerordentlich hohe Lage und niedrige Temperatur, bei der die Niederschläge fast allein in Schneeform fallen, es dem Tundrenklima naherücken. Der Osten ist niedriger und feuchter, da trotz der hohen Umrandung der Südwestmonsun die Hochflächen noch erreicht, wie weiter nördlich die Südostmonsune des Sommers selbst dem Kukunorgebiet noch Niederschläge bringen.

§ 254d. Die borealen winterkalten Waldklimate[11]). Über die polare Trockengrenze schreitend, die ohne beträchtliche Abweichungen sich längs des 50° Br. von Südrußland bis zur Mongolei durch den Kontinent hinzieht, betreten wir eine langgestreckte Region, die sich durch die weite Verbreitung geschlossener Wälder von vornherein als eine solche humideren Klimas er-

[10]) Köppen rechnet Tibet zu den Tundrenklimaten. — [11]) Köppens subarktische Klimate.

weist. Im Norden reicht sie bis in subarktische Breiten. Da Niederschläge zu allen Jahreszeiten fallen, hat man die Zone wohl als die des immerfeuchten Waldklimas (Hettner) bezeichnet. Doch erweckt dieser Ausdruck leicht die Vorstellung eines gewissen Niederschlagsreichtums. Ein solcher besteht bei der Kontinentalität des gesamten Gebiets nicht (Atlas, Taf. 8). Abgesehen vom äußersten Osten haben wir es mit einem ausgesprochenen Landklima zu tun. Die Jahresschwankungen der Temperatur steigern sich langsam von Westen, wo sie in Rußland schon 30° betragen, weit rascher von Osten, bis sie in Ostsibirien, insbesondere dem Lenagebiet, ihr Maximum mit mehr als 60° erreichen. Diese große Schwankung wird wesentlich durch die außerordentlich niedrige Wintertemperatur hervorgerufen. Kalte Winter sind das Typische dieses borealen Waldklimas. Aber die Sommer sind bis in die Gegend des Kältepols (S. 576) noch mäßig warm und, wenn auch kurz, ist die Vegetationszeit ausreichend für den Waldwuchs. Im Süden reicht die Sommerwärme noch aus für den Getreidebau. Im subarktischen Norden vermindert sich freilich ständig die Zahl der Monate von mehr als 10° Mitteltemperatur. Die Baumgrenze fällt annähernd mit der 10°-Isotherme des Juli zusammen. Damit endigt im Norden auch der Bereich des borealen Waldklimas.

Der Sommer ist überall die niederschlagreichste Zeit. In Rußland und Westsibirien bringen die Westwinde aber auch im Winter noch Feuchtigkeit ins Land, die sich natürlich dann ausschließlich in Schneeform niederschlägt. Die winterliche Schneedecke ist überall von langer Dauer und stempelt diese Jahreszeit für weite Gebiete zu der lebhaftesten Verkehrs. Im Frühling und Vorsommer läßt die Schneeschmelze die sibirischen Ströme mächtig anschwellen und erweicht die Wege. Im allgemeinen ist jedoch der Winter niederschlagsarm. Man hat das Klima geradezu als wintertrocken bezeichnet. Doch besteht ein Unterschied zwischen dem vielfach bewölkten trüben Westsibirien und dem viel heiterern Ostsibirien. Wie denn Ostsibirien mit der großen Trockenheit der Luft im Winter und der Ruhe der Luft, die allein die äußersten Kältegrade — eine Folge der ungemein starken Ausstrahlung — ertragen läßt, eine Klimaprovinz für sich bildet. In nicht unbeträchtlichem Gegensatz steht hierzu das Klima der pazifischen Abdachung Nordostasiens. Es ist feuchter, weil der Sommermonsun Niederschläge noch weit ins Land — bis nach Transbaikalien hinein — bringt. Der Amur schwillt gelegentlich auch im Sommer mächtig an. Aber bereits im Bereich des pazifischen Windgebiets gelegen (S. 601) werden im Winter nördliche und nordwestliche, äußerst kalte Landwinde aus der Region des Kältepols herausgezogen und lassen die Wintertemperatur bis nach Nordchina stark herabsinken.

In Nordamerika hat das boreale Waldklima mit der starken Jahresamplitude des Landklimas seine Fortsetzung. Nur werden die Gegensätze der Jahreszeiten, besonders in der Osthälfte, wesentlich dadurch gemildert, daß sich inmitten des Gebiets weite Wasserflächen — die Hudson-Bai und die Kanadischen Seen — ausbreiten, die in Asien fehlen. Sie lassen solche Kältegrade wie dort nicht aufkommen. Ein weiterer Unterschied ist, daß das Landklima bis an die atlantische Küste reicht und daher von einem Monsunklima, wie in Ostasien, auf amerikanischem Boden, nicht gesprochen werden kann. Nach Süden dehnt sich dieses boreale Waldklima viel weiter, als in Asien aus, da ihm eine Trockengrenze nur im Quellgebiet des Missouri gegenüber steht. Freilich ist es im Süden der kanadischen Seen schwer, eine Grenze gegen das Klima des Mississippibeckens zu ziehen.

§ 254e. Die **Zwischenklimate** werden, weil noch der gemäßigten Zone angehörig, am besten hier eingeschoben.

1. Eine eigene Gruppe bilden die subtropischen Winterregengebiete, die man mit gleichem Rechte subtropische Gebiete der Sommerdürre, oder sommertrockne nennen könnte. Sie sind auf die Westseite der Kontinente und etwa die Breiten von 30°—40° beschränkt. Aber während sie in Kalifornien, dem mittleren Chile, der südwestlichsten Ecke des Kaplandes, endlich in Südwest-Australien nur im Bereich von je wenigen hunderttausend Quadrakilometer auftreten, bilden sie in den Mittelmeerländern einen sich von Portugal und Marokko weit nach Vorderasien hinein erstreckenden Streifen. In diesem zeigen neben den Küstenländern zumeist die Westseiten der Gebirge die kennzeichnende klimatische Eigenart. Der Sommer ist warm, ja im Süden heiß und der Mangel an Sommerregen[12]) erzeugt eine Dürre, die viele Pflanzen zum Sommerschlaf zwingt oder zu besonderen Schutzvorrichtungen, um die trockne Periode zu überdauern. Strauchhalden (Maquis) breiten sich weithin aus. Im übrigen ist die Vegetation großenteils immergrün. Diese Sommerdürre rührt her von dem Vorherrschen von Nordwinden, von den Griechen Etesien (Jahreswinde) genannt, daher man für das Mittelmeerklima auch den eines Etesienklimas (Hettner) vorgeschlagen hat. Die westlichen Winde des Winters bringen den Landstrichen dagegen die hauptsächlichste Feuchtigkeit. Je weiter nach Osten, um so mehr wird der Frühling die Regenzeit, die auch die vielfach eingebetteten kleineren Steppengebiete begrünt. (Näheres Bd. II, Länderkunde von Europa, § 31.)

2. In den gleichen Breiten treten an der Ostseite der Kontinente subtropische Sommerregenklimate auf. In Ostasien ist ein solches auf die japanischen Inseln und den Saum von Korea und China beschränkt, welche Gegenden andere dem ostasiatischen Monsunklima eingliedern. Es findet sich wieder auf dem Küstenstrich Südostaustraliens und — von den Gebirgen abgesehen — auf Neu-Seeland. Zu größerer Entfaltung gelangt dies Klima in der Osthälfte der Vereinigten Staaten und wiederum auf der südlichen Halbkugel in den Laplataländern. Sind es in den letzteren die Passate, denen sie ihre Bewässerung hauptsächlich verdanken, so bringen die aus dem Mexikanischen Golf entströmenden warmen Südwinde zu geeigneter Zeit den Vereinigten Staaten den Reichtum an Befeuchtung. Unmerklich geht hier das tropische Klima in ein subtropisches und allmählich feuchttemperiertes über, da diese Landstriche nicht durch ähnliche Schranken abgeschlossen sind, wie die Mittelmeerländer durch die Wüstenzone. Aber ebenso fehlt ihnen eine solche Schranke im Norden. Sie sind daher auch den nordwestlichen Landwinden, die im Winter oft eisige Kälte bringen, ausgesetzt; das Klima trägt daher trotz reicher Befeuchtung mehr das Kennzeichen eines Landklimas mit starken Jahresamplituden der Temperatur, ist aber im übrigen eines der fruchtbarsten der gemäßigten Zone.

3. Solchen feuchttemperierten Klimaten[13]) begegnet man auch noch in höheren Breiten auf der Westseite der Kontinente, wo ihnen die vorherrschenden Westwinde noch reichliche Niederschläge bringen. Besonders

---

[12]) Köppen nimmt (a. a. O. 199) als Grenze für die warmen sommertrocknen Klimate eine Regenmenge des trockensten Sommermonats von höchstens einem Drittel derjenigen des regenreichsten Monats der kälteren Zeit an. — [13]) In diesen Begriff schließt Köppen neuerdings auch die obigen subtropischen Sommerregengebiete ein.

dort, wo die Wolken alsbald an den Küstengebirgen zum Steigen gezwungen werden, wie am fjordenreichen Saum des nordwestlichen Amerikas und Südchiles oder im westlichen Europa. Aber während drüben diese Klimate auf schmale Küstenstriche beschränkt bleiben, ermöglicht die europäische Tieflandsgasse den Westwinden auch die mitteleuropäischen Winter noch zu mildern. Diese Landstriche erhalten daher das Kennzeichen eines Übergangsklimas von dem ausgesprochenen ozeanischen Klima der westlichen Küstenländer mit ihrer geringen Jahresamplitude der Temperatur von 10—15° zu dem osteuropäischen Landklima, das bei dem borealen Waldklima skizziert ward. (Näheres Band II. S. 67—71.)

Überblicken wir die gesamten Klimate der gemäßigten Zone noch einmal, so ist es der Wechsel der kalten und warmen Jahreszeit innerhalb derselben, der das Anregende für den menschlichen Organismus mit sich bringt[14]). Die vermehrte Wärmeentziehung spannt die Hautnerven an, und dieser Reiz verbreitet sich weiter im Körper, einen regen Stoffwechsel hervorrufend. So steigert die kältere Zeit Wohlbefinden und Gesundheit. Der Wechsel ist es auch, der dem Körper eine größere Widerstandskraft verleiht und seine Spannkraft tätig erhält. Auch in geistiger Hinsicht haben sich die Bewohner der gemäßigten Zone stets von größerer Ausdauer gezeigt. Eben durch letztere haben sie sich zu höherer Kultur aufgeschwungen, als sie die Kulturvölker tropischer Klimate erreicht haben.

§ 254f. Die dauernd kalten Klimate treten uns vor allem in den polaren Kappen entgegen. Geringe Sommerwärme ist neben Kürze des Sommers das kennzeichnende. Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats bleibt unter 10°, sinkt schließlich bis auf 0° herab; während die Jahrestemperatur im Mittel am Außenrand etwa + 5° beträgt, wird sie in den kältesten Gebieten von — 20° wenig verschieden sein. Wenn man dieses auf allen Hochgebirgen wiederkehrende Klima neuerdings als Schneeklima (Köppen) — die deutsche Übersetzung des nivalen Klimas — benannt hat, so spricht daraus die Neigung überall bei Kennzeichnung der Klimate die Niederschlags- und Feuchtigkeitsverhältnisse in den Vordergrund zu schieben. In der Tat finden die Niederschläge fast ausschließlich in der Form des Schneefalls statt. Die Sonnenbestrahlung wird im Sommer verbraucht, um die Schnee- und Eismassen, die sich in den langen Polarwintern aufgehäuft haben, zu schmelzen. Wo bei ebenen Flächen ein Abfluß der Schmelzgewässer nicht erfolgen kann, frieren diese wieder zu und schließen jede Vegetation aus. Die Winterkälte ist nicht größer als in den Gegenden des exzessiven Landklimas. Der Herbst ist wesentlich wärmer als der (fast fehlende) Frühling. Sehr gering sind die täglichen Temperaturschwankungen. Typisch ist die große Lufttrockenheit des Winters. Die Nebel fehlen über dem Land und zeigen sich nur über offenen Gewässern. Auch die winterlichen Niederschläge sind gering; nur weil sie als feine Eisnadeln und Schnee herabfallen, häufen sie sich massenhaft auf.

Nicht mit Unrecht hat man unter den dauernd kalten Klimaten noch das sog. Tundrenklima von dem des ewigen Frostes unterschieden. Das erstere beherrscht die breiten niedrigen Flächen des nördlichsten Eurasiens und Nordamerikas, sowie die tiefern Stufen der polaren Inseln, während ihm in der Antarktis nur schmale Randstreifen anzugehören scheinen. Kennzeichnend für das Tundrenklima ist, daß die Sommerwärme immer noch ausreicht, den Schnee zu schmelzen, so daß der Boden sich mit einer dünnen

[14]) Dem Studium der Wirkung des Klimas auf den menschlichen Organismus in unsern Breiten widmet sich eine neue Disziplin, die sich Klimatik nennt. Vergl. K. Dove u. F. Frankenhäuser, Deutsche Klimatik. Berlin 1910, Kap. II.

Decke von Moosen und Flechten an Gehängen bedecken kann, an denen das kalte Wasser abzufließen vermag, wohl auch mit Gras und verkrüppelten Holzgewächsen, während der Baumwuchs ausgeschlossen ist.

Wo aber auch der wärmste Monat im Mittel kaum 0° erreicht und alle Vorgänge sich bei Temperaturen mehr oder weniger unter Null abspielen[15]), verschwindet jegliche Vegetation. Diese Regionen des ewigen Frostes nehmen in Grönland und auf den arktischen Inseln weite Flächen ein. Der antarktische Kontinent fällt nach unsern heutigen Kenntnissen fast vollkommen in ihren Bereich. Auf den Hochgebirgen aller Zonen gehören ihm die die Schneegrenze überragenden Krönungen an (§ 143d). Aber es besteht ein Unterschied gegenüber den polaren Regionen des Schneeklimas. Hier kommt die Länge der Polarnacht und die geringe Erhebung der Sonne über den Horizont auch während des Sommers als besondere Eigentümlichkeit hinzu. Die schauerliche Einsamkeit des Polarwinters ist bedingt durch den völligen Mangel an Wetterveränderung mit eintretendem Tauwetter; er überdauert noch die Polarnacht. Die letztere wird durch länger währende Dämmerung, die Klarheit des Mondscheins und die Polarlichter ein wenig erhellt.

Es ist bemerkenswert, daß das polare Klima dem menschlichen Organismus im allgemeinen nicht schädlich ist. Die Reinheit der Luft, die Abwesenheit jeglicher Miasmen trägt dazu wesentlich bei. Selbst wenn die Bewohner im Winter sich aus der warmen Behausung in die eisige Luft hinaus begeben, ertragen sie plötzliche Temperaturwechsel von 50°—60° ohne Beschwerden; ebenso die größten Kältegrade, jedoch nur wenn die Luft trocken und wenn es windstill ist. Bei größerer Feuchtigkeit stellt sich sofort Kältegefühl ein, so daß man im Sommer, wo die Luft stärker bewegt ist, mehr als im Winter friert. Im hohen Grade ungünstig wirkt indessen die Länge und Einförmigkeit der Polarnacht auf den Menschen; sie lähmt die Spannkräfte des Körpers wie der Seele in ähnlicher Weise wie die gleichmäßige hohe Temperatur der Tropen. Der Stoffwechsel ist im übrigen bei der geringen Temperatur ein äußerst reger. Sonst vermöchten die Eskimos nicht täglich so ungeheure Mengen von Tierfetten zu sich zu nehmen. Bei dem hohen Wärmewert der letzteren sind sie ihnen Bedürfnis. Die Körpertemperatur erhöht sich damit jedoch nicht. Aber die unausgesetzte Sorge für den Erwerb dieser Nahrung ebenso wie die Ansprüche an den Stoffwechsel stumpfen den Polarmenschen gegenüber höherer Betätigung des Geistes ab.

§ 254g. Übersicht. Werfen wird zunächst noch einen Blick auf das Meer. Die über den weiten Flächen der Ozeane herrschenden Klimate entsprechen den Haupttypen der Landklimate. Nur daß durchweg die Gegensätze der Lufttemperatur am Tage und nachts oder im Sommer und Winter jeweilig gemildert erscheinen. Eine Region ewigen Frostes fehlt auf dem Meere auch in den höchsten Breiten. Die Feldeismassen können auch bei reichlichem Schneefall nicht zu solchen Eisdecken anwachsen, wie auf dem Lande; denn sie werden im Sommer in Bewegung gesetzt und den wärmeren Meeren in weit stärkerem Grade zugeführt, als die Firnfelder des Landes durch die Gletscher an Eis verlieren.

Auch der Reichtum an Niederschlägen sowie die Grade der Trockenheit halten sich in engern Grenzen. Was letztere betrifft, so bleibt kaum ein anderes Mittel, als sie nach der geringen Zahl der Regentage (S. 628) zu bemessen. Die Bewölkung ist durchweg größer als in den entsprechenden Landklimaten. In höheren Breiten sind alle Jahreszeiten regenreich. In den niederen wechseln trocknere Monate mit niederschlagsreichen je nach dem Klima-

[15]) Köppen (a. a. O. 197).

typus der einzelnen Regionen, zu denen Land und Wasserflächen nach ähnlichen Merkmalen zusammenwachsen. Die Passatgebiete müssen bei einem Gesamtüberblick über die Erdklimate als verhältnismäßig trocken bezeichnet werden. Dies Merkmal vermindert sich auf dem Atlantischen und Großen Ozean von Osten nach Westen. Die Übergänge von einem Klima zum andern sind auf dem Meere noch weit unbestimmter als auf den ebenen Flächen des Landes.

Die neuesten Versuche, die Klimate der Erde auf einer Weltkarte niederzulegen, ermöglichen ein Bild von der Größenordnung ihres jeweiligen Herrschaftsbereichs zu gewinnen[16]). Wir halten uns an die Köppensche Karte von 1918 als der am sorgfältigsten durchgeführten, beschränken uns an dieser Stelle jedoch damit, die unterschiedenen Haupttypen noch zu größeren Gruppen zusammenzufassen.

Klimagruppe[17])	Landfläche		Meeresfläche		Erdoberfläche	
	Mill. qkm	Proz.	Mill. qkm	Proz.	Mill. qkm	Proz.
Tropische Regenklimate (1, 2 u. warm-wintertrockene (5)	41.$_0$	27.$_5$	155.$_2$	43.$_1$	196.$_8$	38.$_6$
Trockne Klimate (3, 4 mit Tibet)	41.$_0$	27.$_5$	15.$_1$	4.$_2$	56.$_1$	11.$_0$
Gemäßigte Regenklimate (6, 7)	11.$_8$	7.$_9$	113.$_9$	31.$_5$	125.$_7$	24.$_6$
Boreale winterkalte (8, 9)	31.$_7$	21.$_3$	6.$_0$	1.$_7$	37.$_7$	7.$_4$
Dauernd kalte (10, 11, ohne Tibet)	23.$_4$	15.$_7$	70.$_3$	19.$_6$	93.$_7$	18.$_4$
Summa	149	100	361	100	510	100

Wie zu erwarten, nehmen die trocknen Klimate auf dem Meere nur geringe Flächen ein. Das boreale winterkalte ist nur rings um Kamtschatka vertreten. Für den gesamten Steppen- und Wüstengürtel der Alten Welt wären hiernach etwa 29 Mill. qkm, der fünfte Teil der Landfläche anzunehmen, während auf die Trockenklimate der drei Südkontinente 9½, auf Nordamerika 3½ Mill. qkm entfallen. Was die einzelnen Ozeane betrifft, so ergibt sich die schon früher berührte Tatsache (S. 520), daß der Große Ozean der wärmste ist, der Atlantische der kühlste. Denn die tropischen Regenklimate nebst dem Monsunklima nehmen im Großen Ozean 94 Mill. qkm oder 52%, also mehr als die Hälfte, im Indischen 44% (33,$_2$ Mill. qkm), im Atlantischen aber nur 27% (28,6 Mill. qkm) oder wenig mehr als den vierten Teil ein.

§ 255. Phänologische Beobachtungen. Neben dem Verlauf der klimatischen Elemente dient zur Kennzeichnung und Abgrenzung klimatischer Provinzen eine Summe von Erscheinungen, die mit dem Aufleben wie dem Absterben der gesamten irdischen Natur im Laufe des Jahres im Zusammenhang stehen und in erster Linie von örtlichen klimatischen Bedingungen abhängen. Es handelt sich innerhalb dieses jüngsten Zweiges der angewandten Klimalehre, die als Phänologie[18]) (wörtlich Erscheinungslehre) bezeichnet wird, um Feststellung der Eintrittszeiten der fraglichen Erscheinungen in

[16]) Vergl. H. Wagner, Die Flächenausdehnung der Köppenschen Klimagebiete der Erde (Pet. Mitt. 1921, 216—17). Daselbst auch Angaben über die Bereiche der 11 Klimatypen in den 6 einzelnen Erdteilen und den 3 Ozeanen. — [17]) Die Ziffern beziehen sich auf die Köppenschen Typen: 1. Feuchtheiße Urwaldklimate; 2. periodisch trockne Savannenklimate; 3. Steppen-; 4. Wüstenklimate; 5. warme wintertrockene; 6. warme sommertrockene; 7. feuchttemperierte; 8. feuchtwinterkalte; 9. wintertrockne kalte Klimate; 10. Tundrenklimate; 11. Klimate des ewigen Frostes. — [18]) Der Begriff der Phänologie wird hier im erweiterten Sinn gefaßt. Es erscheint vom allgemein geographischen Standpunkt nicht gerechtfertigt, ihn ausschließlich auf die Lebewesen, oder gar, wie es meist geschieht, auf die Pflanzenwelt zu beschränken.

den einzelnen Jahren und an verschiedenen Orten oder um solche der Dauer derselben.

Auch die unorganische Natur liefert Bausteine hierzu. Dahin gehören die Eintrittszeit der Schneeschmelze, des Auftauens und Zufrierens von Flüssen und Küstengewässern, die regelmäßigen Schwellzeiten der Ströme, die Schwankungen der Seespiegel im Laufe des Jahres und ähnliches.

Der Pflanzenphänologie[19]) hat man sich im besonderen Maße zugewendet und aus der Fülle der Flora eines Landes eine Reihe von Gewächsen — besonders Holzgewächse — ausgewählt, bei denen der Eintritt der Blüten- oder Fruchtreifezeit, der Belaubung oder Entlaubung leicht festzustellen ist. Haselnuß, Roßkastanie, Johannisbeere, Birke, Kirsch-, Birnen- und Apfelbaum sind z. B. solche Gewächse, die im Frühling bei uns die phänologischen Beobachtungen einleiten. Bereits hat man begonnen, phänologische Jahreszeiten[20]) zu unterscheiden, und ersetzt die vier üblichen bei uns z. B. durch den Vorfrühling, Erst- und Vollfrühling, Früh-, Hoch- und Spätsommer usw. Die klimatische Begünstigung mancher Orte gibt diesen nicht selten einen Vorsprung von 8, ja 14 Tagen gegenüber solchen desselben natürlichen Landstrichs. So ist Frankfurt a. M. in vielen dieser Erscheinungen um 6—8 Tage vor dem nahen Gießen voraus[21]). Trägt man die Beobachtungen einer größeren Zahl von Stationen auf Karten[22]) auf, so erhält man Gebiete gleichzeitiger Vegetationserscheinungen. Es verschiebt sich z. B. die Eintrittszeit des Frühlings, wenn man sie durch das Aufblühen obengenannter Gewächse kennzeichnet, im Bereich Europas um mehr als zwei Monate. Wir haben es hierbei zugleich mit einem Zweige der Pflanzengeographie zu tun.

Weniger ist die Tierphänologie gepflegt. Und doch gehören die Beobachtungen über die Entwickelungsphasen vieler Tiere hierher, besonders der Insekten, die in wärmeren Gegenden früher im Jahre zum flugbegabten Tiere werden als in kälteren; ferner das Wandern der Zugvögel, ihre Ankunftszeit im Frühling und ihr Abzugstermin im Herbst. Die Zeiten der Fischzüge, das Verfallen vieler Tiere in den Winterschlaf usw. sind gleichfalls Erscheinungen phänologischer Natur.

Es ist verständlich, daß dieses Grenzgebiet zwischen Biologie und Klimakunde seine Pflege vorwiegend in gemäßigten und höheren Breiten hat; nur hier prägen sich die phänologischen Jahreszeiten schärfer aus.

§ 256. Klimaschwankungen. Seit langem hat man die Frage, ob das Klima eines Landes, von den unregelmäßigen Abweichungen aller klimatischen Elemente in einzelnen aufeinander folgenden Jahren abgesehen, ständig bleibe oder dauernden Änderungen unterworfen sei, in verschiedenem Sinn beantwortet[23]). Wirkliche Messungen der Wärme und Niederschläge

[19]) S. Günther, Die Phänologie, ein Grenzgebiet zwischen Biologie und Klimakunde, Münster 1895; O. Drude, Handb. d. Pflanzengeographie, 1890, 17 bis 48; H. Hoffmann, Phänologische Untersuchungen, Gießen 1887. S. ferner E. Ihnes jährl. Berichte in Ber. d. Oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Gießen, seit 1905. — [20]) O. Drude a. a. O., Isis 1891; Ihne, Phänologische Jahreszeiten, Naturwiss. Wochenschr., Berlin 1895, X, Nr. 4. — [21]) J. Ziegler und W. König, Das Klima von Frankfurt a. M., 1896, S. LXXXII. — [22]) E. Ihne, Phänol. Karte von Mitteleuropa (Pet. Mitt. 1905, 97 ff. mit Taf. 9, 1 : 3400000); W. Hoffmann, Frühlingskarte von Europa in: Resultate der wichtigsten pflanzenphänol. Beobachtungen, Gießen 1885. — [23]) Das mit umfassender Literaturkenntnis ge-

schienen aus viel zu kurzer Zeit vorzuliegen, um diese hierbei mitreden zu lassen. Aber ein Studium historischer Quellen über Anbau von Kulturgewächsen, die heute in den gleichen Gegenden nicht mehr fortkommen, und über sonstige Ausnutzung des Bodens in frühester Zeit leistete der Meinung Vorschub, daß eine Klimaänderung die Schuld sein müsse. Der Rückgang der Polargrenze des Weinstocks in Europa, den man früher im südlichen England und in Norddeutschland anbaute, spielt dabei eine Hauptrolle. In den Mittelmeerländern war es mehr die Abnahme der Regenmenge, die man aus der Verödung vieler einst blühender Niederlassungen entnahm und meist auf die starke Entwaldung zurückführte. Viele Seen sind in historischer Zeit verschwunden. Bei näherer Betrachtung sind nun fast alle diese Beobachtungen auf anderweitige, vom Klima unabhängige Vorgänge zurückgeführt [24]). Aber es stehen sich dennoch die Ansichten über dauernde Klimaänderung in historischen Zeiten noch ziemlich unvermittelt gegenüber.

1. Mehr geklärt haben sie sich über periodische Schwankungen des Klimas. Zunächst erforschte man den Zusammenhang einzelner meteorologischer Elemente mit der mittlerweile entdeckten Sonnenfleckenperiode von etwa $11^1/_9$ Jahren (S. 174). Danach scheint festzustehen [25]), daß die Jahre der Sonnenflecken-Minima mit solchen eines Maximums der Temperatur zusammenfallen, die Jahre des Fleckenmaximums umgekehrt mit solchen der niedrigsten Temperatur während der 11jährigen Periode (Köppensches Gesetz) [26]).

Diese Perioden treten nur bei Betrachtung größerer Gebiete deutlicher hervor; die Schwankung ist in den Tropen etwa 0,7° C, in höheren Breiten wenig über $^1/_2$°. Aber es zeigen sich auch Abweichungen von dieser Regel. Während sie in Nordamerika besonders stark, namentlich im Spätwinter und Vorfrühling in die Erscheinung tritt, bringen im ozeanischen Klima die Fleckenminima den europäischen Gegengestaden kalte, die Maxima warme Jahre, aber das Ausmaß der Schwankungen ist hier viel geringer [27]). Niederschlagsreiche Jahre scheinen gleichfalls in die der Fleckenminima zu fallen [28]).

Reichliches Beobachtungsmaterial boten eine Reihe phänologischer Tatsachen in ihrem längeren periodischen Wechsel. Unter diesen haben die Gletscherschwankungen [29]) am frühesten die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. Man lernte deutlich Zeiten unterscheiden, in denen ein allgemeines, wenn auch nicht ganz gleichzeitiges Wachsen der Gletscherzungen erfolgt, von solchen, in denen sie unaufhaltsam zurückweichen, und die Talsohlen mit Moränenschutt bedeckt zutage treten. In den Alpen waren z. B. die Jahre 1814, 1836, 1875, 1913 Zeiten beginnenden Vorstoßes der Gletscher (S. 345). Die Erscheinung wiederholt sich in Perioden, deren Länge zwischen

schriebene Hauptwerk ist: E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700, Wien 1890 (auch als Pencks Geogr. Abhandl. IV, 2 erschienen); siehe das. S. 10—34. — [24]) Vergl. u. a. H. Leiter, Die Frage der Klimaänderung während der geschichtlichen Zeit in Nordafrika. (Abhandl. d. K. K. Geogr. Ges., Wien VIII, 1909). — [25]) W. Köppen, Lufttemperaturen, Sonnenflecke u. Vulkanausbrüche (Met. Zeitschr. XXXI, 1914, 305—28). — [26]) Dies Gesetz ward schon 1873 v. Köppen erkannt (Öst. Z. f. Met. VIII, 1873, 241) — [27]) L. Mecking, Nordamerika, Nordeuropa u. d. Golfstrom in der 11jähr. Klimaperiode (Ann. d. Hydr. XLVI, 1918, 1—19. — [28]) G. Hellmann, Die Niederschläge in d. norddeutschen Stromgebieten, Berlin 1906. — [29]) E. Richter, Geschichte der Schwankungen d. Alpengletscher (Zeitschr. d. D. u. Öst. Alpenvereins 1891, 1—74).

20 und 45 Jahren zu schwanken scheint. Desgleichen[30]) zeigen viele abflußlose Seen, wie besonders das Kaspische Meer, Perioden der Auffüllung, der Erhebung des Seespiegels und solche des Sinkens, die man in engen Zusammenhang mit dem Steigen der Temperatur und besonders der Niederschläge innerhalb des Einzugsgebietes dieser Seen zu bringen vermochte. Trockene Perioden scheinen allen Erdteilen in den Jahren 1831/40, 1861/65, nasse in den Jahren 1844/55 und 1876/80 gemeinsam gewesen zu sein. Auch die Dauer der Eisdecken auf den Flüssen Rußlands, die Schwankungen der Häufigkeit besonders strenger Winter, deren Chronik man bis zum Jahre 800 n. Chr. zurück verfolgen kann, des Termins der mitteleuropäischen Weinernte in den letzten vierhundert Jahren hat man herangezogen und für diese Erscheinungen einen periodischen Klimawechsel von etwa 35 Jahren wahrscheinlich gemacht (Brücknersche Periode der Klimaschwankungen).

In bezug auf die Temperatur halten sich die Differenzen kälterer und wärmerer Perioden allerdings in ziemlich engen Grenzen; die Abweichung vom Mittel beträgt höchstens $\pm$ ½°. Greifbarer sind sie beim Regenfall. Wenn man im allgemeinen vielleicht Schwankungen bis zu 25% annehmen darf (sobald man gewisse Ausnahmegebiete ausscheidet), übertrifft die Regenmenge nasser Perioden in Westsibirien diejenigen trockener um das Doppelte. Übrigens bedarf die Periodisierung klimatischer Elemente noch weiterer Bestätigung. Für Erkenntnis der Ursachen dieser 35jährigen Klimaschwankungen ist es bedeutungsvoll und bestätigt zugleich ihre Existenz, daß neuere Untersuchungen auch eine 35jährige Periode der Sonnenflecken (neben der feststehenden von 11 1/9 J.) wahrscheinlich gemacht haben[31]).

Während die Mehrzahl obengenannter phänologischer Tatsachen als unmittelbare Wirkung kalter und warmer, nasser und trockener Jahre erscheint, folgen die Gletscher diesen Faktoren nicht sofort. Im allgemeinen beginnt der Vorstoß erst jahrelang nach vermehrten Niederschlägen, aber der Stillstand fängt meist bald nach Eintritt einer wärmeren Trockenperiode an; die kleineren Gletscher pflegen dabei voranzugehen.

Bestätigen sich diese kürzeren Schwankungen des Klimas und vielleicht noch solche von größerem Kreislauf, so wird man alle Mittelberechnungen klimatischer Elemente zum mindesten auf ganze Perioden dieser Schwankungen ausdehnen müssen, um sie einigermaßen zu verbürgen (S. 567).

2. Neben diesen kürzeren Klimaschwankungen, die kaum geeignet sind, bleibende Spuren im Erdantlitz zu hinterlassen, muß man jedoch auch solche säkularen Verlaufes annehmen, also Schwankungen in weit längeren Zeiträumen, über deren Dauer wir uns jedoch noch kaum eine Vorstellung bilden können.

Man entnimmt solche zunächst dem mehrfachen Wechsel von vegetabilischen Resten, die in einzelnen Gegenden der Erde, wie z. B. in Skandinavien, die Torfmoore zusammensetzen[32]). Dort hat man drei bis vier übereinanderliegende Torfschichten gefunden, welche durch Wurzelschichten getrennt

[30]) Für diese und die folgenden Punkte s. Brückner (Anm. 23), für die jüngste Zeit Brückner i. Z. f. Gletscherkunde X, 1916—17, 129—38. — [31]) W. Lockyer, Die Sonnentätigkeit 1833—1900 (Met. Z. 1902, 59), woselbst die von R. Wolff vermutete Sonnenfleckenperiode von 55 Jahren als nicht vorhanden abgewiesen wird; J. Liznar, Über eine 33jähr. Periode der Sonnenflecken (Met. Z. 1902, 237). — [32]) A. Blytt, Zwei Kalktuffbildungen in Gudbrandsdalen (in Englers Botan. Jahrb. XVI, 1892, Beibl. Nr. 36, s. Pet. Mitt. 1892, LB. 925).

sind. Aus ihrer Zusammensetzung muß auf einen verschiedenartigen Waldbestand geschlossen werden. Enthalten die untersten Schichten Wurzeln und Torf von Birken und Espen, so die zweiten solche von Kiefern; dann folgen Eichenreste und erst unter dem heutigen Waldboden finden sich Torfschichten mit solchen von Buchen und Erlen. Die Perioden der Waldverbreitung scheinen auf ein trockenes, wohl auch allmählich wärmer gewordenes Klima zu deuten, das von feuchtkalten Zeiten unterbrochen war, in denen die Torfbildung vor sich ging.

Nach anderen Forschern[33]) ergeben eben diese Veränderungen innerhalb der Torfmoore jedoch nur den Beweis, daß seit Beginn ihrer Bildung die Wärme des Klimas allmählich steigend nur einmal einen Höhepunkt erreicht hat, um seitdem wieder langsam zu sinken; namentlich deute in Schweden die frühere Verbreitung der Haselstaude innerhalb des Bereiches niedriger Isothermen auf einstiges wärmeres Klima.

3. Alle diese Schwankungen gehören aber der geologischen Jetztzeit an und müssen sich erst nach jener Periode vollzogen haben, die im Zeitalter des Diluviums als Eiszeit so großartige Umgestaltungen der äußeren Bodenbedeckung innerhalb eines großen Teiles der Landflächen hervorgerufen hat (vergl. S. 348).

Man hat, wie dort erwähnt, allmählich aus dem übereinander geschichteten lockeren Bodenmaterial mehrere Eiszeiten unterscheiden gelernt, die durch Zwischenzeiten (Interglazialzeiten) getrennt waren; in letzteren waren die meist eisbedeckten Gebiete einem wesentlich trockneren Klima ausgesetzt (S. 349). Damit stellte man zugleich säkulare Klimaschwankungen noch weit höherer Ordnung als die bisher betrachteten fest.

Auch für diese fehlt uns ein Maßstab zur Schätzung ihrer Dauer. Eher läßt sich aus den Verhältnissen der heutigen Gletscherschwankungen, sowie aus der Tiefe, bis zu welcher in den Eiszeiten die Gletscher die Gebirgstäler ausgefüllt haben müssen oder andererseits die Schneegrenze herabgestiegen sein wird, auf den Betrag der erforderlichen Temperaturerniedrigung schließen. Denn daß diese letztere als die primäre Ursache für die vermehrte Anhäufung von Schneemassen in den Firngebieten der Gletscher, also für die sogenannten Eiszeiten, anzusehen sind, gilt heute als das Wahrscheinlichere, während man früher oft Vermehrung der Niederschläge als Haupterfordernis hinstellte[34]). Bei dieser Senkung der Lufttemperatur kommen weit weniger kältere Winter als kühlere Sommer in Betracht, in welchen einer dampfreichen Atmosphäre auch noch Schneemassen entlockt werden, und die Schneedecke des Winters nicht völlig wieder aufgezehrt wird. Im übrigen hat man diese Hauptbedingung für den Eintritt einer Eiszeit früher stark überschätzt. Wenn die Schneegrenze damals in unseren Breiten etwa 1000—1200 m niedriger lag als heute — wobei, wie auch im folgenden, immer nur von der letzten, in ihren Spuren noch wenig verwischten Eiszeit die Rede ist — so würde man auf ein vielleicht nur 3°–4° kälteres Klima schließen müssen[35]).

Je mehr man nun die höheren Gebirge auch in niederen Breiten, sowie in den Trockengebieten der Erde durchforscht hat, um so mehr hat sich

---

[33]) Gunnar Andersson Klimatet i Sverige efter Istiden. Stockholm 1903. (Ausführl. Ref. v. O. Drude, Geogr. Jahrbuch XXVIII, 1905, 216.) — [34]) Vergl. Hann, Handb. d. Klimatologie I. 1908. 370. — [35]) E. Brückner, Klimaschwankungen 1890, 305 ff.

die Tatsache ergeben, daß überall unterhalb der heutigen Schneegrenze die früher geschilderten Spuren ehemaliger Eiszeiten (S. 348) gefunden worden sind. Das spricht für eine Gleichzeitigkeit der Erscheinungen auf der ganzen Erde, nicht, wie oft aus theoretischen Gründen angenommen ist, für einen Wechsel von Eiszeiten auf beiden Halbkugeln.

Die Herabwanderung der eiszeitlichen Schneegrenze scheint ferner auf der ganzen Erdoberfläche dem gleichen Gesetz wie heute zu folgen. Sie ist in äquatorialen Gebirgen niedriger als in den subtropischen oder denen der eigentlichen Trockengebiete und steigt auch von den Randgebieten nach dem Innern der Kontinente zu an. Aber der Abstand beider Grenzen ist nicht der gleiche, sondern in den trocknen Gebieten wesentlich geringer als in feuchten, daher auch in den Subtropen kleiner als in höheren Breiten. Und wenn dieser geringere Abstand auch für die Tropen gilt, so rührt dieser daher, daß dort sowohl die heutige, wie die eiszeitliche Schneegrenze bereits über dem Höhengürtel größten Niederschlages liegt und daher in verhältnismäßig trocknerem Klima[36]).

Im tropischen Südamerika und Afrika reichte die Schneegrenze zur Eiszeit nur etwa 4—500 m unter die heutige, während die Abstände in den Alpen 1000—1400 m, im Mittel etwa 1200 m, betragen. In den Pyrenäen steigt die heutige Schneegrenze von 2500 m im feuchteren Westen bis 2900 m im kontinentaleren Osten des Gebirges, die eiszeitliche dagegen von 1300 m im W auf 2200 m im O. Die Depression ist also im W, wo zur Eiszeit wesentlich vermehrte Niederschläge das Gebirge betroffen haben müßten, 1200 m, im O nur 700 m unter der heutigen. Und diese Abstände, welche in den Alpen durchschnittlich 1200 m betragen, sinken in der Tatra auf 950 m, im inneren Kaukasus auf 6—800 m, im Tienschan auf 600 m herab[37]).

Immer deutlicher zeigt sich auch, daß in der Eiszeit die Gegensätze humiden und ariden Klimas an die gleichen Gebiete gebunden waren, in denen wir dieses heute finden, nur dürften sich, wie die Grenzen zwischen nivalem und humidem Klima nahe der Schneegrenze, so auch die polaren Trockengrenzen verschoben haben.

Was den ersten Punkt betrifft, so scheint ein echtes Landklima mit kalten, schneearmen Wintern und warmen Sommern auch während jener Eiszeiten im Innern Asiens und in Ostsibirien geherrscht zu haben. Denn man hat dort außerhalb der Hochgebirge fast nichts von Gletscherspuren gefunden. Die atlantische Seite Europas macht mit ihrer gewaltigen Eisbedeckung keine Schwierigkeit, da wir noch heute dort das Seeklima finden, das mit seinen vorherrschenden Westwinden auch bei kühleren Sommern durch vorwiegenden Schneefall das Inlandeis anwachsen ließ. Grönlands Eismantel verdankte wohl seine Entstehung wie heutige Erhaltung seiner Lage zwischen zwei zwar verhältnismäßig kalten, aber nicht völlig zufrierenden Meeresarmen; der diesen letzteren entsteigende Wasserdampf schlägt sich von beiden Seiten auf den kalten Hochflächen alsbald als Schnee nieder[38]).

Schwieriger ist die einstige weit größere Eisdecke Nordamerikas zu erklären. Die im Winter vorherrschenden nordwestlichen Landwinde sind verhältnismäßig trocken. Es ist daher anzunehmen, daß auch die im O nicht fehlenden Nordost-, Südost- und Südwestwinde die vielfach in der Form von Zyklonen auftreten, bei verminderter Temperatur dem Lande viel Schnee brachten, und die Schneeschmelze langsamer vor sich ging[39]).

---

[36]) F. Klute, Über d. Ursachen der letzten Eiszeit (Geogr. Zeitschr. XXVII, 1921, 199—203). — [37]) F. Machatschek, Die Depression d. eiszeitlichen Schneegrenze (Z. f. Gletscherkunde VIII, 1913/14, 104—128). — [38]) A. Woeikof, Gletscher u. Eiszeiten in ihrem Verhältnis zum Klima (Z. f. Erdk. Berlin XVI, 1881, 242 ff.). — [39]) A. Woeikof, Geolog. Klimate (Pet. Mitt. 1895, 256).

Mehr und mehr hat man den Eintritt eines andersartigen Klimawechsels in Gegenden, in denen sich Spuren der Eiszeit nicht nachweisen lassen, dennoch als gleichzeitig mit letzterer erkannt. Es handelt sich um das Vorwalten starker Niederschläge, also eines echt humiden Klimas — sog. Pluvialzeiten[40]) — in Landschaften, deren Formen unzweideutig unter der Herrschaft eines ariden Klimas gebildet wurden, und die auch heute meist wieder unter einem solchen stehen. Sie treten vornehmlich an den polaren Grenzen subtropischer Trockengebiete auf, die sich in diesen Pluvialzeiten dem Äquator zu verschoben haben[41]).

Deutlich läßt sich eine solche Verschiebung im Bereich des Großen Beckens Nordamerikas feststellen. Dasselbe ist reich an flachen, meist trockenen Wannen. Unter diesen war eine der größten am Westfuß des Wahsatchgebirges in solcher Pluvialzeit hoch mit Wasser gefüllt und besaß im N einen Ausfluß. Ausgebildete Uferterrassen bezeichnen die jeweilige Höhe dieses mächtigen Diluvialsees — man hat ihn Bonneville-See getauft — von dem heute nur noch der stark salzhaltige Große Salzsee in der tiefsten Senke übrig geblieben ist. Die Bedeckung mancher Terrassen mit Moränenschutt beweist das Vorhandensein des Bonnevillesees in Zeiten der Vergletscherung der westlich angrenzenden Gebirge.

Mehr als 3—4 Breitengrade scheint aber das humide Klima hier nicht südwärts vorgerückt zu sein, da man an den südlicher gelegenen Wannen — Bolsone von den Spaniern genannt — keine verlassenen Uferterrassen bemerkt hat. Ähnlich hat man auch am Nordrand der Sahara und in Unterägypten Spuren solcher Pluvialzeit festgestellt; heute schmachten sie wieder unter Regenarmut. An den Oasen der Wüste hat man solche Zeichen einstigen Überfließens der Bodensenken nicht entdeckt; man wird daher auch für die Eiszeit die Sahara als echtes Trockengebiet annehmen müssen. —

Auch an den äquatorialen Grenzen der subtropischen Trockengebiete haben deutliche Verschiebungen des Klimas in entgegengesetzter Richtung stattgefunden. Vermehrte Niederschläge haben, polwärts vordringend, die Steppenlandschaft eingeengt. Aber vieles spricht dafür, daß dies nicht in den Zeiten jener Pluvialperiode, sondern weit später, vielleicht erst in jüngster Vergangenheit erfolgt ist. Denn der ganz flache und in seinem Bestand stark wechselnde Tschadsee, erst entstanden durch das Einströmen von Schari und Logone in die flache Steppenwanne, ist nach seiner Salzlosigkeit zu urteilen ein jugendliches Gebilde. Das Gleiche darf für die Etoschapfanne am Nordrand der Kalahari gelten. Und das unfertige Tal des Sambesi, der sich in breiter Stufe am Viktoriafall in ein schmales Engtal stürzt, beweist, daß der Fluß erst seit kurzem diesen Abfluß nach SO hat.

§ 256a. Die Ursachen der säkularen Klimaschwankungen[42]) sind im letzten Grunde auf einen Wechsel der Wärmezufuhr der Sonne zurückzuführen. Kosmischen Ursprungs sind sie, solange es sich um eine Änderung der Energie der die Erde erreichenden Sonnenstrahlen, der Insolation, handelt. Von tellurischen oder irdischen Ursachen sprechen wir, wenn durch Zustandsänderungen der Atmosphäre oder der Verteilung von Land und Wasser die

[40]) E. Hull schuf diesen Ausdruck 1885 (vergl. Pet. Mitt. 1885, LB. 211). — [41]) A. Penck, Die Formen der Landoberfläche u. die Verschiebungen der Klimagürtel (Sitz.-Ber. d. K. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1913, Nr. 4). — [42]) J. Hann, Handb. d. Klimat. I, 1908, 345—86, Kap. Klimaänderungen mit liter. Nachweisen; W. R. Eckardt, Das Klimaproblem der geol. Vergangenheit (Braunschw. 1909); Th. Arlt, Die Ursachen der Klimaschwankungen der Vorzeit usw. (Z. f. Gletscherkunde XI, 1918—20, 1—20; wohl nicht ohne Einsicht in die Originalschriften zu benutzen).

Stärke der vom Erdboden aufgenommenen Wärme oder die ihrer Wiederausstrahlung geändert wird.

1. Die kosmischen Ursachen der Klimaschwankungen[43]). Es sei zunächst ein Beharren der Strahlungsenergie der Sonne, also eine unveränderte Sonnenkonstante (§ 92) vorausgesetzt. Dann wird ein Wechsel der Wärmezufuhr für die Erde von der Änderung der drei die Stellung der Sonne zur Erdoberfläche regelnden Elemente bedingt, der Schiefe der Ekliptik (§ 80), der Exzentrizität der Erdbahn (§ 84) und der Lage der Absidenlinie in der Ekliptik oder, was dasselbe ist, von der Länge des Perihels (§ 88). Alle drei sind geringen periodischen, echt säkularen Schwankungen unterworfen, deren Grenzen wir allerdings genau ebensowenig schon kennen, wie die Länge der Perioden, in denen sie sich vollziehen. Daraus erklären sich zugleich die Unterschiede in Berechnungsergebnissen mancher Forscher, auch wenn sie die gleichen Methoden zur Anwendung bringen. Wir verweilen nur bei den Extremwerten.

a) Der Winkel der Ekliptikschiefe (ε) beträgt heute (1920) $23^\circ 27'$ und nimmt zurzeit etwas ab (S. 247), soll sich aber nach Stockwell[44]) zwischen den Grenzen $24^\circ 36'$ und $21^\circ 59'$, also um etwa 1° gegenüber der Mittellage bewegen. Dabei scheinen die äußersten Werte nicht bei jeder etwa 40000 Jahre währenden Periode erreicht zu werden.

Zunächst kann man sich ein Bild von den Wirkungen aus den Grenzverschiebungen machen, welche die fünf Zonen des solaren Klimas durch die Änderung von ε erfahren. Beim Maximum nähern sich Polar- und Wendekreise um $1^\circ 9'$ gegenüber der heutigen Lage, beim Minimum entfernen sie sich voneinander um $1^\circ 28'$. Die Folge ist, daß im ersten Fall die Fläche der warmen Zone um $21{,}_3$ Mill. qkm = 11%, jede Polarkappe um $5{,}_6$ Mill. qkm = $29{,}_7$% größer wäre als zur Zeit des Minimums von ε. Jede gemäßigte Zone wird dagegen einen um $16{,}_2$ Mill. qkm = $19{,}_5$% kleineren Raum einnehmen. Beim Schiefe-Minimum kehren sich die Verhältnisse um. Gegenüber den heutigen Zuständen (S. 575) ergibt sich daher in Prozenten folgendes Bild:

	a ($\varepsilon = 23^\circ 27'$)	b ($\varepsilon = 24^\circ 36'$)	c ($\varepsilon = 21^\circ 59'$)	Diff. (c—b)
Warme Zonen	39,9%	41,5%	37,3%	—4,2%
Gemäßigte Zonen	51,7 „	49,0 „	55,4 „	+ 6,4 „
Kalte Zonen	8,3 „	9,5 „	7,3 „	—2,2 „

Um die klimatischen Wirkungen näher zu erkennen, muß man die Sonnenstrahlung wenigstens für jeden 10° Br. unter den verschiedenen Bedingungen berechnen. Es ergibt sich, daß die Wärme, welche die ganze Erde während eines Jahres erhält, nur sehr geringe Änderung erfährt. Dagegen

[43]) Die mehrfach von Geophysikern unternommenen Versuche, das Problem der kosmischen Ursachen von Klimaänderungen zahlenmäßig zu prüfen, werden überboten durch die umfassende Behandlung aller einschläglichen Fragen des serb. Mathematikers M. Milankovitch in seinem ursprünglich deutsch geschriebenen Werk „Théorie math. des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire (Paris 1920). Der 2. Teil, 169—322, enthält die Anwendungen der theor. Berechnungen. — [44]) John N. Stockwell, Mem. on the secular variations of the elements of the orbits of the 8 princ. planets (Smithonian contributions of knowledge. Vol. XVIII Wash. 1873, Nro. 232, p. XII); den Stockwellschen Werten schloß sich auch N. Ekholm, On the variation of Climate (Quat. Journ. R. Meteor. Soc. London XXVIII, 1901, 1—63) und M. Milankovitch (Anm. 43) an; dagegen hält sich R. Spitaler, Die Wärmeverteilung a. d. Erdoberfl. u. d. Eiszeiten (Beiträge z. Geophysik VIII, 1907, 590) noch an die älteren Werte von $27^\circ 48'$ u. $21^\circ 34'$, die den Bestimmungen von Lagrange (1781) u. Schubert (1799) nahestehen. Daher die großen Differenzeu der Ergebnisse Spitalers und der übrigen. Vergl. auch R. Spitaler, Das Klima des Eiszeitalters. 4°. Prag 1921 (Selbstverlag) mit sehr umfangreichen Tabellen.

erhoht sich beim Maximum der Schiefe die Sommerwärme in allen Breiten, besonders aber in den höheren, während die Winterkälte zunimmt. Die Hauptwirkung besteht also in einer polwärts wachsenden Verstärkung der jahreszeitlichen Gegensätze, und zwar auf beiden Halbkugeln gleichzeitig. Umgekehrt erniedrigt das Minimum von e die Sommerwärme, erhöht dagegen die Wintertemperaturen, so daß eine größere Ausgleichung der Jahresamplituden der Temperatur erfolgt.

b) Die Wirkungen werden durch die Schwankungen der Exzentrizität der Erdbahn (ε) verstärkt. Dieselbe beträgt jetzt rund $^1/_{60}$, genauer 0,01674 und nimmt zurzeit ab. Nach Stockwell[45]) ist ihre untere Grenze = 0, so daß die Erdbahn Kreisform annimmt, die obere = 0,0677, die Periode etwa 92000 Jahre. Wir sind also jetzt den Zeiten schwächster Exzentrizität näher, als der der stärksten.

Da nun die Insolation im Verhältnis der Größe $1 : \sqrt{1-\varepsilon^2}$ zunimmt[46]), so wird die Wärmezufuhr durch die Änderung von ε an sich nur sehr wenig beeinflußt. Setzen wir für $\varepsilon = 0$ die Bestrahlung = 1, so steigt sie für die heutige Zeit nur um $0{,}_{01}\,\%$, für die des Maximums von ε nur um $0{,}_{24}\,\%$[47]) auf $1{,}_{00245}$. Dagegen werden die Jahreszeiten wiederum beträchtlich verändert. Ist die Sonnenbestrahlung zur Zeit der Sonnennähe (P) heute um $^1/_{15} = 7\,\%$ stärker als in der Sonnenferne (A) (S. 558), so gleichen sich die Unterschiede bei der Kreisbahn ($\varepsilon = 0$) natürlich vollkommen aus. Aber bei $\varepsilon = 0{,}_{0677}$ ist die Bestrahlung im Perihel um fast ein Drittel ($30\,\%$) größer als im Aphel[48]).

c) Dazu kommt als dritter Faktor der Wechsel in der Dauer der Jahreszeiten.

Bei der jetzigen Lage der Apsidenlinie zur Äquinoktiallinie (Länge des Perihels Π = 101 ½°; Atlas, Taf. II), hat das Sommerhalbjahr 7,7 Tage mehr als das Winterhalbjahr. Früher (S. 163) ist dargelegt, wie sich die Dauer der Jahreszeiten mit der Drehung der Apsidenlinie bezw. dem Wachsen des Perihels ändert. Dabei ist stillschweigend die Exzentrizität der Erdbahn als konstant betrachtet Der Unterschied des Sommer- und Winterhalbjahres wächst annähernd proportional der Exzentrizität (ε). Er steigert sich also bei deren Maximum auf 31½ Tage[49]). Die Zeit vom Frühlings- zum Herbstäquinoktium umfaßt dann 198, vom letzteren zum ersteren 167 Tage.

d) Für die Nordhalbkugel wird der Zustand größter jahreszeitlicher Extreme durch die Werte

$$e = 24°\,36' \qquad \varepsilon = 0{,}0677 \qquad \Pi = 270° \qquad \text{I}$$

bedingt, d. h., wenn das Perihel in Sommersanfang (Zeichen des Steinbocks) fällt, also der Sommer nur 167 Tage währt. Dagegen tritt der Zustand größter Ausgleichung der Jahreszeiten ein bei

$$e = 21°\,59' \qquad \varepsilon = 0{,}0677 \qquad \Pi = 90°, \qquad \text{II}$$

so daß die Erde im Anfang des Winters (Zeichen des Krebses) durch das Perihel geht. Für die südliche Halbkugel treten die gleichen extremen Verhältnisse I und II ein, wenn $\Pi = 90°$ bezw. 270° ist[50]).

[45]) Leverrier fand $0{,}_{07775}$ für die obere Grenze. — [46]) D. h. die Formeln über die Stärke der Bestrahlung enthalten die Exzentrizität nur in dem Faktor $1 : \sqrt{1-\varepsilon^2}$; vergl. Milankovitch a. a. O. 38). — [47]) $1 : \sqrt{1-(0{,}_{01674})^2} = 1{,}_{000014}$; $1 : \sqrt{1-(0{,}_{0677})^2} = 1{,}_{00245}$. — [48]) Vergl. S. 164: aus $A : P = (1-0{,}_{0677})^2 : (1+0{,}_{0677})^2$. — [49]) Aus $x : 0{,}_{0677} = 7{,}_7\,^d : 0{,}_{01674}$. — [50]) Milankovitch (a. a. O. 259) berechnet die Stärke der Bestrahlung im Sommer u. Winter für die Zeiten der Maximal- und Minimalwerte für je 5° Br. in Grammkalorien.

Man kann diese nicht ganz leicht zu überrechnenden Fälle, in die sich der Anfänger durch Einzeichnung der Erdbahnellipse in die viergeteilte Ekliptikebene für jeden Einzelfall einarbeiten muß, wie folgt zusammenfassen[51]); dabei sprechen wir der Kürze wegen nur von der Nordhalbkugel.

Im Falle I der größten Jahresamplituden der Sonnenbestrahlung haben die höheren Breiten im Sommer eine Insolation, wie sie heute je den 10°—20° südlicher gelegenen Breiten zukommt, im Winter eine solche, die wir heute je 4°—9° nördlicher antreffen. Im Falle II der geringsten Jahresamplituden haben die mittleren Breiten (30°—64° Br.) im kühleren Sommer eine Insolation, die heute auf 10°—26° nördlichere Breiten entfällt. Im etwas wärmeren Winter kommt fast allen Breiten (20°—90°) eine solche zu, die heute den 3°—7° südlichern Breiten eigen ist.

Aus allen diesen Erörterungen geht hervor, daß die hier in Betracht gezogenen kosmischen (astronomischen) Ursachen eines periodischen Klimawechsels allein kaum ausreichen, die Bedingungen für den Eintritt von Eiszeiten zu erklären, wohl aber für den mancher Änderungen im Klima der Vegetationsgürtel.

e) Auch eine Frage der Astrophysik, die Zustandsänderungen im Sonnenkörper, ist für Klimaänderungen herangezogen worden[52]). Indem die Sonne aus dem Zustand eines weißen Sternes von höchster Hitze in den jetzigen eines gelben übergegangen sei, erlebe sie — dahin geht eine wohl irrtümliche Vermutung — Zeiten der Verdunkelung (rötliche Färbung), in denen sie weniger Wärme ausstrahlen könne. Dies seien, was noch weniger überzeugend ist, die Glazialzeiten.

Über beträchtliche Änderungen der in neuerer Zeit emsiger erforschten Sonnenkonstante, d. h. der Anzahl von Wärmeeinheiten, welche an der Grenze der Atmosphäre ein Quadratzentimeter Fläche in einer Minute empfängt (S. 174), wissen wir nichts; wohl aber, daß sie, jetzt zu rund 2 Grammkalorien bestimmt, täglichen kleinen Schwankungen ausgesetzt ist, die hier jedoch nicht in Frage kommen.

2. Terrestrische Ursachen der säkularen Klimaschwankungen. a) Die Polwanderungen[53]). Die geologischen Entwicklungsperioden der Erdoberfläche haben beträchtliche Klimaänderungen in verschiedenen Breiten zur Voraussetzung. Freilich gehen die Ansichten, welches Klima, besonders welche Temperaturgrade bei gewissen Befunden fossiler Pflanzen geherrscht haben sollen, noch immer stark auseinander.

Die aus Mitteltertiärzeit stammende Baumflora Grönlands, viele Laubhölzer enthaltend, die heute den 70.° N kaum überschreiten, läßt auf ein Klima des heutigen Mitteleuropa, also ein 20°—25° südlicheres, schließen. Die reichen Kohlenlager der Vereinigten Staaten, Mitteleuropas und Chinas, die sich annähernd längs eines größten Kreises der Erde hinziehen, verbinden einzelne Forscher mit dem Gedanken, daß dieser zurzeit ihrer Bildung dem Äquator der Erde entsprochen habe.

Die jeweilige Breitenlage danach als den maßgebenden Faktor ansehend, haben Geologen wiederholt Polwanderungen in niederere Breiten

---

[51]) Milankovitch, a. a. O. 260 ff. — [52]) E. Dubois, Die Klimate d. geol. Vergangenheit u. ihre Bezieh. z. Entwicklungsgesch. der Sonne (Lpz. 1893, s. Pet. Mitt. 1893, LB. 638). Für die Widerlegung der Ansichten Dubois s. A. Woeikof, Geol. Klimate (Pet. Mitt. 1895, 252—56). — [53]) Alfr. Wegener, Die Verschiebung d. Kontinente (2. Aufl., Braunschw. 1915, 92—118); W. Köppen, Polwanderungen, Verschiebung d. Kontinente usw. (Pet. Mitt. 1921, 1—7, bes. 57—63: Wanderungen der Pole); s. oben S. 303.

als Hauptursache für die größeren oder kleineren Klimaschwankungen hingestellt.

Der Name ist eigentlich nicht glücklich gewählt. Denn es handelt sich dabei nicht um eine Verlagerung der Drehungsachse der Erde im Weltraum, also nicht etwa um eine Änderung der Schiefe der Ekliptik. Diese Achse bleibt senkrecht zur Äquinoktiallinie und ihre Endpunkte, die Rotationspole, bleiben im gleichen Abstand von der Ekliptikebene ($= 6370^{km} \cdot \sin 66\frac{1}{2}^0 = 5797^{km}$) wie heute. Vielmehr erfährt der Erdball selbst eine solche Umwälzung, daß niedere Breiten in die Lage der Rotationspole rücken und damit eine so viel geringere Strahlungsmenge der Sonnenwärme empfangen, als diesen Polen eigen ist. Man kann sich diese Polwanderungen, wenn wir diesen Namen beibehalten wollen, auch so vorstellen, als löse sich das seine bisherige Lage im Weltraum beibehaltende Gradnetz von der von ihm umschlossenen Erdkugel, und es verschiebe sich die letztere alsdann unter dem Gradnetz. Damit kommen die jeweiligen Erdoberflächenpunkte, denen man vermutungsweise das kalte Erdpolklima zuweist, unter die Endpunkte der alten Drehungsachse zu liegen. Auf der Erdkarte erscheint dann der neue Erdpol in anderer Gegend und gegen die frühere Lage verschoben, d. h. als habe der Pol selbst tatsächlich die Wanderung vollzogen.

Zurzeit kann es sich bei der Bestimmung der früheren Lagen der Drehungspole nur um sehr vage Vermutungen handeln, wie dies genugsam die Verschiedenheit der bisherigen Annahmen bekundet.

Indem man die klimatischen Verhältnisse, wie sie innerhalb einer Erdgegend, z. B. in Mitteleuropa, für verschiedene geologische Epochen vermutet werden, zum Ausgangspunkt nimmt, und diesen daher bestimmte Breiten- (oder auch Längen-) Lagen zuweist, schätzt man mittelbar die Lage der Punkte ab, wo alsdann die Erdpole und damit das gesamte Gradnetz zu liegen kommen müßten.

Bereits liegen Versuche vor, welche solche langsam und stetig sich vollziehenden Polwanderungen für alle geologischen Zeitalter bis zum Karbon kartographisch zur Anschauung bringen[54]).

In der Karbonzeit soll der Nordpol im Stillen Ozean, wenig nördlich der Hawaiinseln, der Südpol im Kapland gelegen haben. Damit will man eine permokarbonische Eiszeit, deren Spuren allein auf den Südkontinenten und in Indien festgestellt seien, erklären. In der arktischen Polarkappe, deren Pol mitten in den Ozean verlegt wird, seien zu vereisende Landflächen damals nicht vorhanden gewesen.

Unter den Ursachen, welche solche Polwanderungen hervorgebracht haben[55]) sollen, tritt ein neuerer Vorschlag für eine durch innere Massenverschiebungen bewirkte Verlagerung der Trägheitsachse der Erde ein. Indem diese sich von der Rotationsachse mehr und mehr entfernt, zieht sie die allmähliche Umlagerung der letzteren und damit die Verschiebung ihrer Endpunkte nach sich. Hiermit wird der neuerdings behaupteten Horizontalverschiebung ganzer Kontinentalblöcke eine besondere Rolle zugeschrieben.

Eine gegen den Äquator gerichtete Triebkraft, die eine Art von Polflucht (S. 304) von Erdrindenteilen zur Folge haben müsse, ist schon früher vermutet worden. Es sei nämlich anzunehmen, daß eine auf der Niveaufläche des Erdsphaeroids senkrechte Richtung, also eine Schwerkraftslinie oder kurz

[54]) W. Köppen (a. a. O., Anm. 53) mit Karten der Halbkugeln in orthograph. Horizontalproj. Mittelpunkt in 40° N u. S, 1 : 140 Mill. — [55]) W. Köppen, Ursachen u. Wirkungen d. Kontinentalverschiebungen u. Polarwanderungen (Pet. Mitt. 1921. 145–49, 191—94). Vergl. oben S. 304.

Normale (S. 112) tatsächlich nicht eine Gerade sei, sondern eine sehr schwach gekrümmte, dem Nordpol ihre konkave Seite zukehrende Linie. Man geht dabei von dem Gedanken aus, daß die Abplattung eines sich um eine Achse drehenden Körpers, wie es die Erde ist, von dem Verhältnis zwischen Schwerkraft und Fliehkraft in den einzelnen ihn zusammensetzenden Schichten abhängt. Mit dem Wachsen der Schwerkraft nach innen zu, wird die Abplattung sich immer mehr verringern. Die jeweilig durch die Erde sich ziehenden Niveauflächen laufen sich daher, abgesehen vom Äquator und vom Pol, nicht parallel, sondern besitzen eine gewisse Neigung gegeneinander; die Folge ist die angedeutete, gegen die Pole hohle Krümmung der Normalen. — Der zweite in Betracht kommende Punkt hat die Vorstellung zur Voraussetzung, daß die etwas leichteren Kontinentalmassen als sog. Sal auf dem schwereren Sima (S. 304) mehr oder weniger schwimmen. Da nun der Schwerpunkt der Kontinentalblöcke höher liegt als die der unterliegenden Simamassen, so wird die Beschleunigung der Schwere im erstern, dem Sal, etwas geringer, dagegen die Normalbeschleunigung durch die Fliehkraft (S. 107) etwas größer sein, als in der verdrängten Unterlage. Die schwimmenden Kontinentalmassen sind also zwei in verschiedener Richtung wirkenden Kräfte unterworfen, deren Resultante theoretisch vom Pol nach dem Äquator gerichtet ist und den verschiebbaren Massen die Neigung zur Polflucht verleiht, d. h. sich gegen den Äquator zu verschieben. — Kräfte, welche, wie die neuere Theorie will, auch eine solche systematische Bewegung der Kontinentalblöcke in ostwestlicher Richtung bewirkten, haben sich bisher noch nicht nachweisen lassen.

b) Je nach der Zusammensetzung der Atmosphäre muß die Wirkung der Strahlung auf der Erdoberfläche auch verschieden sein. Hinsichtlich des größeren oder geringeren Reichtums an Wasserdampf, soweit er die Wolkenbildung vermehrt, ist dies selbstverständlich. Ob auch der Kohlensäuregehalt der Luft merklichen Einfluß auf die Absorption der einfallenden Sonnenstrahlen wie der vom Erdboden ausgestrahlten Wärme hat, ist von Physikern mit der gleichen Bestimmtheit behauptet, wie von anderen bestritten[56]).

Der Kohlensäuregehalt der Luft beträgt heute durchschnittlich etwa $0{,}_{03}$ bis $0{,}_{04}$ Raumprozente (S. 557). Eine hierher gehörige Berechnung glaubt, daß eine Steigerung des Gehalts um etwa den vierfachen Betrag (auf $0{,}_{12}$—$0{,}_{16}$%) die Temperatur der Luft mittelbar, also besonders durch Verhinderung zu starker Wärmeausstrahlung, um 9° C erhöhen könne, womit man ein Klima erreicht, das die Geologen für die Eozänzeit annehmen. Umgekehrt soll eine Verminderung des Kohlensäuregehaltes um rund 50—60% (auf etwa $0{,}_{015}$%—$0{,}_{02}$%) das Sinken der Mitteltemperatur unserer Breiten um $4{,}_5$° bedingen, wie es für den Eintritt einer Eiszeit von mancher Seite für mehr als ausreichend angenommen wird. Hierbei entfällt nach dieser Anschauung im letzteren Falle nicht die gesamte Wirkung auf die Absorption der Erdstrahlung. Vielmehr wird durch die dadurch herbeigeführte Abkühlung auch Wasserdampf aus der Luft gefällt werden, und diese Abnahme des Dampfes verstärkt die Abkühlung der Luft um annähernd den gleichen Betrag. Wenn gesteigerte vulkanische Tätigkeit auf der Erdoberfläche eine Vermehrung an Kohlensäure in der Luft hervorrufen kann, so fehlt er zurzeit an der Kenntnis von Vorgängen, die eine Verminderung an solcher hervorbringen. Die Pflanzenwelt verbraucht allerdings einen beträchtlichen Teil derselben. Aber erst eine Verdoppelung der gesamten Organismenwelt, die an sich höchst unwahrscheinlich ist, würde der Atmosphäre $^1/_3$ ihres heutigen Kohlensäuregehalts entziehen (vergl. § 261, Verhält-

[56]) Die Kohlensäuretheorie ist v. Sv. Arrhenius 1896 aufgestellt. Die Ergebnisse seiner Berechnungen weichen oft ab. S. die letzte Verteidigung seiner Theorie in „Die physik. Grundlagen d. Kohlensäurethoerie d. Klimaänderungen“ (Zentralbl. Min. u. Geol. 1909, 481—91).

nis der organischen Masse zum Kohlensäuregehalt der Luft). Die Bildung von Kalksteinen entzieht allerdings der Luft auch Kohlensäure.

Die mutmaßliche Ursache des Herabsinkens der Mitteltemperatur auf der Erdoberfläche sieht eine andere Ansicht[57]) in dem Überhandnehmen vulkanischer Höhenstaubwolken und damit einer merklichen Trübung der Atmosphäre, also Herabminderung des Transmissionskoeffizienten der Luft (S. 562).

Auf die Erscheinung solcher leuchtenden Wolken nach dem explosiven Ausbruch des Krakatoa-Vulkans 1883 ist früher hingewiesen (S. 553). Die gleichen Erscheinungen haben sich nach dem Ausbruch des Vulkans Katmai in Alaska 1912 wiederholt. Gesetzt es hätte in der Diluvialzeit eine sehr gesteigerte vulkanische Tätigkeit in der Bildung von Kesselbrüchen und alsdann gewaltigen Explosionen stattgefunden, so ließe sich eine öfter wiederkehrende Trübung der Atmosphäre durch solche Höhenstaubwolken denken; sie hätte eine Erniedrigung der Temperatur zur Folge. Andererseits ist eine gesteigerte vulkanische Tätigkeit nicht wohl ohne eine Vermehrung des Kohlensäuregehalts der Luft denkbar, welche, wie oben dargelegt, eine Erhöhung der Temperatur erzeugt. Zudem weisen die Geologen darauf hin, daß die jungen Vulkane z. B. Mitteleuropas ihre Haupttätigkeit in der jüngeren Tertiärzeit, nicht in der Diluvialzeit mit ihren Glazialerscheinungen entwickelt haben.

[57]) Paul u. Fritz Sarasin, Üb. d. mutmaßl. Ursache d. Eiszeit (Verh. Naturf. Ges. Basel, XIII, 1902).

G
G

Guthe, Hermann 569203
Lehrbuch der Geographe. ed. Wagner. 10
Aufl. Bd.1. T.2.

DATE

NAME OF BORROWER

University of Toronto
Library

DO NOT
REMOVE
THE
CARD
FROM
THIS
POCKET

Acme Library Card Pocket
LOWE-MARTIN CO. LIMITED